RECORDS OF THE GEOLOGY
OF THE WEST SIBERIAN REGION

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

ВЫПУСК 7

ИЗДАНИЕ З.С.Г.Р.Т.

19 * ТОМСК

RECORDS OF THE GEOLOGY
OF THE WEST SIBERIAN REGION

МАТЕРИАЛЫ
ПО
ГЕОЛОГИИ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

ВЫПУСК 7

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР ПРОФ. М. А. УСОВ

ИЗДАНИЕ З.С.Г.Р.Т

19 * ТОМСК * 33

СОДЕРЖАНИЕ.

Горлит № 989—2/X—33 г. Сдано в набор 2/X—33 г. Подписано к печати 15/XII—33 г.
Объем $2^{5}/_{16}$ п. л. 63000 зн. в печ. л. Статф. 176×250/16 Тираж 500 экз. Заказ № 7268—33 г.
3-я Трансжелдориздат. Томск. Типографский пер., № 6.

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ
RECORDS OF THE GEOLOGY OF THE WEST-SIBERIAN REGION
1933 № 7

Геологический очерк участка кл. Железного и его золоторудных месторождений в системе р. Белого Июса Кузнецкого Алатау.

И. С. Цейклин.

The Geological Outline of the District of the Source Gelezni and its Gold—Ore Deposits in the System of the River White Youss of Kusnetzk Alatau.

J. S. Zeiclin.

ВВЕДЕНИЕ.

Настоящий очерк имеет целью осветить результаты полевых наблюдений, произведенных в 1930г. в районе кл. Железного системы реки Белого Июса Кузнецкого Алатау. В задание автора входила геологическая съемка участка, в центре которого находилось месторождение „Случайное", а также обследование всех золоторудных месторождений, находящихся на данной площади. Вся работа, как полевая, так и камеральная, выполнена мною при ближайшей консультации А. Я. Булынникова.

Факты, которые приводятся здесь, могут явиться некоторым материалом, имеющим известную ценность для других исследователей, работающих в смежных районах.

Общее геологическое исследование района, куда входит участок кл. Железного, проводилось ранее геологом Я. С. Эдельштейн, а результаты этого исследования опубликованы в его предварительном отчете за 1909 г. (1).

Всего было заснято около 35 кв. км. в масштабе 1:42000, причем интерес этого участка обусловлен наличием коренных месторождений золота.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.

1. Орография.

Участок кл. Железного расположен почти в центре одного из крупных отрогов Кузнецкого Алатау, отходящего от главного хребта в истоках Белого Июса и вытянутого на север по направлению к Чебаковской впадине. Участок представляет настоящую горную страну, в пределах которой отдельные возвышенные пункты достигают высоты до 1350 м; по соседству недалеко от границ участка имеются такие горные массивы, как гора Чельбахтаскыл с отметкой 1630 м и гора Пухтаскыл с отметкой 1746 м, имеющие гольцовый характер. Однако, при взгляде с высокой точки, например, с Витальевского гольца, для всей группы горных возвышенностей участка нельзя уловить

определенно выраженных направлений, дающих впечатление горных цепей или хребтов. Возвышенные точки размещены без всякой правильности по всей территории, образуя в совокупности водоразделы между боковыми долинами и притоками рек. Отдельные вершины представляют в сущности лишь ответвления центрального водораздельного массива. Среди таких вершин и более мелких боковых водораздельных гребней, отходящих от Витальевского гольца, и протекает кл. Железный. Везде водораздельные пространства являются обыкновенно в виде сильно сположенных хребтовидных гряд; они не представляют собой непрерывных горных цепей, а слагаются комбинацией округленных выступов, отвечающих отдельным вершинам гребня, и впадин между ними.

Несмотря на то, что рельеф этого района является сположенным и сглаженным, долина кл. Железного все же сохраняет повсюду резко выраженный горный характер, имея быстрое, а иногда и бурное течение и омывая нередко скалистые берега. В пределах обследованного участка падение тальвега достигает 35 м. на 1 км.

Литологический состав и строение геологических формаций, слагающих отчетный участок, довольно ясно влиял и на характер эрозии; так, в средней части течения кл. Железного—там, где в него впадают Сухой лог и Банный ключ, в области развития известняков, долина кл. Железного становится широкой.

Характерно, что на месте распространения интрузивных пород исключительно развиты крупные осыпи, причем особенно этим отличается западный склон правобережного гребня кл. Железного, где развито целое море скал (курумы).

2. Геологическое строение.

При геологическом описании в порядок изложения материала вложен принцип относительного возраста толщ, определяющие признаки которого будут изложены при описании соответствующих формаций (фиг. 1).

а) Осадочная толща. Чисто осадочные образования на обследованном участке представлены известняками. Выхода их встречены в северной и в юго-восточной частях участка, а именно, на правых склонах устья кл. Благодатного, на склонах кл. Железного против построек стана рудника по Сухому логу. В подавляющем большинстве случаев известняки представляют совершенно плотные или грубо и крупнозернистые мраморизованные разности; последние наблюдаются исключительно в непосредственном контакте с глубинными породами. Явлений метаморфизма и связанных с ним позднейших образований мы коснемся более подробно в главе о контактовых зонах.

Известняки в пределах площади своего распространения чаще всего выходят на поверхность в виде невысоких торчащих одиноко скалистых обнажений. Ясно выраженных явлений складчатости в каком бы то ни было проявлении мы в известняках не наблюдаем, так как пространственно известняки выходят в виде отдельно разбросанных небольших островков, зажатых среди громадных масс изверженных пород. По характеру своего распространения они создают впечатление остатков некоторой покрышки апикальной части интрузии, отдельными выступами прорвавшей эту покрышку. Иногда в известняках удавалось наблюдать слоистость и связанную с ней плитчатую отдельность, имеющую простирание СВ 10°. Такая пространственная ориентировка увязывается с общим протяжением известняков как на обследованном участке, так и в соседних районах (Богомдарованный).

Встреченные здесь известняки обладают различного рода окраской, начиная от чисто белой у некоторых крупнозернистых разностей до совершенно черной. Преимущественным распространением пользуются разности,

окрашенные в различные оттенки серого цвета. Иногда известняки приобретают полосатую окраску, благодаря чередующимся полосам белого и темносерого цвета. Более темная окраска известняков, в большинстве случаев, обязана присутствию графита вещества, распределенного в массе породы в виде тонкого пигмента.

Что касается вопроса о возрасте этих известняков, то он пока должен остаться открытым, т. к. палеонтологических остатков в них не было обнаружено, и можно только сказать, что по отношению ко всем остальным формациям района как глубинным, так эффузивным и жильным, они являются наиболее древними образованиями. Такой вывод подтверждается отмеченным выше наличием контактового метаморфизма с глубинными породами с одной стороны, а с другой—наличием корней диабазовых экструзий, прорезающих осадочную толщу. Провизорно известняковая толща отнесена к протерозою.

Кроме известняков на участке нужно отметить наличие метаморфических сланцев, развитых по левобережью кл. Железного, образовавшихся вероятно, за счет осадочных образований, м. б. туфопесчаников.

б) Эффузивный комплекс пород. На обследованном участке эффузивные породы занимают северо-восточную часть его и изредка в виде небольших обнажений встречаются на склонах в истоках Американского лога. Здесь они так же как и известняки являются зажатыми между выходами глубинных кристаллических пород, в виде редких островков, сохранившихся от денудационных процессов.

Эффузивные породы представлены вариациями, начиная от настоящих типичных основных порфиритов и кончая кислыми разностями. В поле по своему составу они не имеют какого нибудь правильного пространственного распределения, и наблюдается очень частая смена одних разностей другими. По форме залегания эффузивную толщу нужно отнести к покровам, перекрывающим более древнюю осадочную толщу; хотя на участке данных, в полной мере иллюстрирующих этот факт, имеется не достаточно, но такой вывод подтверждается геологическими исследованиями 1929—30 г.г. проведенными, А. Я. Булынниковым в соседнем Богомдарованном районе (3).

Вся эффузивная толща здесь претерпела заметное изменение, которое выразилось: во-первых—в повсеместном зеленокаменном превращении пород, а во-вторых—в значительном метаморфизме всех представителей этой толщи, вплоть до образования настоящих роговиков. Макраскопически все они обладают серовато-зеленым цветом, от плотного афанитового сложения до разностей с порфировой структурой. П. м. отдельные типичные представители их характеризуются следующим образом. Диабазовые порфириты обладают порфировой структурой, фенокристы представлены андезином, причем полевой шпат очень сильно изменен, давая продуктами разрушения серицит, каолин и соссюрит. Иногда разрушение идет настолько глубоко, что от кристаллов полевых шпатов остаются только одни ограничения, сплошь заполненные продуктами разрушения. Основная масса состоит из кварца и полевых шпатов, дающих роговиковую структуру, и из большого количества вторичной роговой обманки, к которой примешивается в значительном количестве первичный авгит, обрастающий иногда вторичной роговой обманкой, а также в значительных количествах хлорит, замещающий темноцветные компоненты. Изредка как примесь присутствуют рудные зерна ильменита.

Некоторые разности измененных порфиритов обладают бластоофитовой структурой, с участками приближающимися иногда к бластоинтерсертальной структуре. Породы состоят из лейстообразных выделений основного плагиоклаза и неправильных зерен авгита, везде переходящего в хлорит. Всю массу породы поражает вторичная роговая обманка, и нередко проявляется желтовато-бурый гидробиотит.

Кератофиры—везде с ясно выраженной реликтовой структурой, с остаточной массой полностью перекристаллизованной. Фенокристы б. ч. представлены лейстами плагиоклаза-андезина; наблюдается эпидотизация, причем эпидот местами дает отдельные аггрегативные скопления. В основной массе преобладает кварц—полевошпатовый аггрегат, ясно расскристаллизованный, дающий б. ч. кристаллобластическую структуру. Вся масса породы проникнута вторичной роговой обманкой, причем она то образует отдельные призматические образования, то появляется в виде спутанного войлока. Иногда появляются образования вторичного альбита или в виде жилок, секущих весь шлиф, или в виде отдельных кристаллов. Последний вид образования проявляется в более кислых и более ороговикованных разностях порфиритов.

Кварцевые кератофиры, с ясно выраженной порфировой структурой, с фенокристами из кварца и ортоклаза; последние иногда находятся в пойкилитовом проростании. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового аггрегата, дающего б.ч. кристаллобластическую структуру. Вся масса беспорядочно прорастает вторичной роговой обманкой, то в виде лейстообразных выделений, то в виде неправильных по форме скоплений. Кроме того, присутствует в незначительном количестве желтобурый биотит, проявляющийся в виде отдельных аггрегативных скоплений или в виде мелкой сыпи.

Таким образом, из вышеприведенного описания видно, что все встреченные представители эффузивной толщи испытали зеленокаменное изменение, а затем подверглись контактовому метасоматизму, а именно—амфиболизации, затем эпидотизации, биотитизации и альбитизации. Изменение эффузивной толщи под влиянием внедряющейся в нее интрузии произошло настолько глубоко, что при этом получилось повсеместное ороговикование вплоть до образования настоящих горнфельзов. Состав последних п. м. представляется в следующем виде. Они характеризуются ясно раскристаллизованной основной массой, состоящей из кварца и полевого шпата. Вся масса шлифа заполнена вторичной роговой обманкой, поражающей как основную массу, так и фенокристы. Кроме нее развиты эпидот и в виде скоплений и сыпи красно-бурый гидробиотит. Как примесь присутствует большое количество мелких включений пирита. Макроскопически роговики зеленовато-серого цвета с характерным очень плотным строением и раковистым изломом.

в) Комплекс глубинных пород. Глубинные массивные породы принимают весьма важное участие в геологическом строении нашего участка и представлены довольно разнообразно. Здесь мы имеем все переходы от кислых разностей к более основным. Локально все эти вариации б. ч. тесно связаны между собой. Данный комплекс занимает большую часть площади обследованного района, причем исключительным развитием эти породы пользуются по правобережной части кл. Железного.

Для удобства изложения, а также исходя из особенностей геологического строения района, все глубинные породы участка разобьем на две группы по относительному признаку кислотности. В группу кислых представителей комплекса отнесем: адамеллиты, кв. мангериты, кв. монцониты и собст. монцониты, а к основным—авгитовые диориты, габбро-сиениты и, как крайний член их, горнблендиты.

Группа кислых пород представлена разностями, которые отличаются существенно количественным соотношением породообразующих минералов. По внешнему облику эти породы в большинстве случаев обладают серым цветом, иногда с желтовато-розоватым оттенком; в зависимости от количественного соотношения светлоокрашенных и цветных компонентов они приобретают пестро-пятнистую окраску, имея среднезернистое сложение.

П. м. наблюдается гипидиоморфнозернистая структура, всегда со склонностью к монцонитовой. Породы состоят из преобладающих полевых шпатов,

представители которых—щелочно-полевые шпаты и плагиоклазы—количественно меняются в отдельных разностях, в небольших пределах. Везде полевые шпаты сильно разрушены, давая продуктами разрушения б. ч. серицит и каолин, а изредка соссюрит. Щелочно-полевые шпаты большей частью представлены ортоклазом, значительно пертитизированным. Из плагиоклазов развиты преимущественно олигоклаз и олигоклаз-андезин: первый в более кислых разностях, а второй—в монцонитах, которые доминируют на обследованном участке. Для этого плагиоклаза (олигоклаз-андезин) характерны не совсем хорошо выраженная, но заметная зонарность и склонность к развитию б. или м. идиоморфных лейст, благодаря чему проявляется склонность к монцонитовой структуре. Кварц в большинстве случаев развит подчиненно, иногда обладая волнистым угасанием. В более кислых разностях он образует гранофировые сростки с щел. полевым шпатом. Из темноцветных компонентов главную роль играют роговые обманки, количественно преобладающие над всеми остальными темноцветными компонентами. Из них, помимо обыкновенной роговой обманки, большим распространением пользуется роговая обманка с плеохроизмом от светло-зеленого до сине-зеленого цвета и с углом погасания до 14°, относимая нами к типу паргасита. Иногда образуется вторичная уралитовая роговая обманка, происшедшая в большинстве случаев за счет пироксена. Из пироксенов встречаются б. ч. авгит и изредка диопсид, причем пироксен развит в более основных породах этой группы (монцониты). Следующим темноцветным компонентом является биотит, редкий в основных и являющийся главным темноцветным компонентом в кислых разностях. Иногда он переходит в хлорит. Особенностью для всех пород этой группы является большое распространение титанита, прдставленного светлой разностью—сфеном. Везде как примесь присутствует и иногда в значительном количестве апатит, а также общей примесью являются рудные минералы—магнетит и ильменит.

К этой же группе нужно отнести породы, имеющие гнейсовидную текстуру, развитые исключительно по правому склону кл. Железного. Везде они в массиве кв. мангеритов связаны незаметными переходами с последними. Гнейсовидный характер их обусловлен хорошо заметной на-глаз пространственной ориентировкой компонентов в одном направлении, отчего эти породы приобретают своеобразную текстуру, приближающуюся к гнейсовой. Породы с такой текстурой приурачиваются к периферической части массива. П. м. они состоят из ортоклаза, плагиоклаза и кварца; из темноцветных компонентов развиты свежий бурый биотит и роговая обманка. Нигде не наблюдается резко выраженного катаклаза и характерной полисоматической структуры. Указанный состав ничем не отличается от состава кв. мангерита, тем более, как было указано выше, они в массиве тесно связаны переходом с ним. Все вместе взятое обязывает нас не выделять эти породы в отдельную геологическую формацию. Происхождение гнейсовидных разностей можно об'яснить влиянием одностороннего давления при кристаллизации интрудирующей магмы, но давление это, видимо, было незначительно.

Как отмечалось выше, породы кислой группы по своему сложению являются средне и мелко-зернистыми. Первая разность приурочена к центральным частям массива, вторая—к его периферической части. В периферических же частях, приуроченных к контактовым зонам интрузива с известняками, происходит и обогащение лейкократовыми компонентами, в частности щел. полевым шпатом. В результате этого получаются своеобразные породы щелочного состава, петрографически близкие к аляскитам. Такие породы развиты по водораздельному гребню Американского лога с рек. Тюхтереком, особенно по склонам последнего.

Породы 2-й группы—габбро-диориты иногда связаны взаимными переходами с предъидущими породами 1-й группы; при этом обыкновенно между ними наблюдается такое отношение, что сильно обогащенные меланократовыми компонентами производные более кислой магмы пересекаются серией жил и прожилков кислых разностей пород, иногда приобретающих аплитовидный характер. В особенно резкой форме это явление проявляется на гребне левого склона Американского лога. Здесь ясно наблюдается чередование полос выходов диорита с кв. монцонитом, который в маломощных жилах дает аплитовидные разности, приближающиеся по характеру своего состава к гранит-аплитам.

По внешнему облику породы этой основной группы обладают темносерым цветом, доходящим до черного у горнблендитов. Во всех случаях они имеют средне-зернистое сложение, причем у горнблендитов крупность зерна заметно увеличивается по сравнению с диоритами.

П.м. авгитовые диориты, обладающие ясной диоритовой структурой, состоят из плагиоклаза-андезина и в небольшом количестве из ксеноморфного ортоклаза, везде переходящего в пертит, причем полевые шпаты очень изменены, давая продукты разрушения—серицит и каолин. Из темноцветных компонентов развиты авгит и обыкновенная роговая обманка. Как примесь, присутствуют магнетит и апатит и в больших количествах сфен и вторичная роговая обманка, пронизывающая породу в виде тонких волокон. Для этих пород характерно также развитие вторичного альбита, происхождение которого нужно отнести за счет автометаморфических процессов.

В породах габбрового семейства состав тот же, за исключением щелочного полевого шпата. Особенностью для них являются сильная соссюритизация и местное развитие отдельно проявляющихся эпидота, цоизита и мусковита. В некоторых разностях наблюдается образование вторичной роговой обманки типа уралита, причем иногда встречается и базальтическая роговая обманка.

Последний тип пород этой группы—горнблендиты п. м. состоят сплошь из вторичной роговой обманки типа уралита, к которой очень редко в весьма незначительном количестве примешиваются основной плагиоклаз и ромбический пироксен, энстатит. Как примесь, наблюдается магнетит, и изредка в них появляется эпидот.

В заключение описания глубинных пород отметим связь между двумя описанными группами. Мы имеем, хотя и не совсем ясно выраженные, но несомненные взаимные переходы этих пород друг в друга, а также наличие жильных внедрений кислых порол в основные. Таким образом, присутствие двух типов глубинных пород здесь естественнее всего об'яснить дифференциацией магмы одного и того же очага, причем внедрение интрузии произошло в две фазы, в одну из которых внедрились основные породы, в другую, более позднюю, кислые. Весь процесс формирования ее начался и закончился в один геологический период. Дополнительная интрузия той же магмы более кислого состава оказала некоторое влияние на основную группу пород, выразившееся в их альбитизации и амфиболизации.

Вообще же возраст интрузии по отношению ко всем формациям участка нужно считать как самый молодой; провизорно это—каледонская интрузия.

Пород жильного характера, связанных с интрузией, кроме гранит-аплитов и кварцевых жил, на участке не было встречено; характерно почти полное отсутствие пегматитов.

г) Контактовые зоны. Областью распространения метаморфических образований на участке является левобережье кл. Железного. На этой площади можно отчетливо наблюдать все изменения пород, приуроченных к контактовым зонам, примыкающим к апикальной части интрузива.

Доминирующую роль среди метаморфических образований играют известняки, которые везде представлены мраморизованными разностями. Влияние контакта на структуру известняков местами настолько резко выражено, что простирается до полной перекристаллизации с образованием крупнозернистых мраморов; ближе к контактам известняки приобретают нередко и грубозернистое сложение. В большинстве случаев они при этом меняют свою окраску, главным образом, вследствии утраты пигментирующего углеродистого вещества, в результате чего кристаллические разности известняков приобретают чаще всего белый или очень светлый цвет. Но иногда и такие кристаллические разности сохраняют свою темно-серую окраску (Сухой лог) или же оказываются усеянными по белому фону тонкими блестяще-черными чешуйками графита (кл. Благодатный и Сухой лог). Иногда в некоторых частях контактовой зоны известняки оказываются превращенными в известково-силикатовые роговики или же бывают обогащены такими типичными контактовыми минералами, как гранат, тремолит и эпидот.

Местами такие известняки подверглись процессу озмеевикования, в результате которого получились офикальциты, представляющие из себя породы серовато-зеленого цвета, с ясно зернистым сложением и состоящие п. м. из крупных неправильно ограниченных зерен кальцита, среди которых присутствуют скопления б. ч. овальной формы светлосерого змеевика. К ним в небольшом количестве примешиваются тремолит и гранат, причем последний—б. ч. в изометричных зернах, обладающих желтовато-бурой окраской (андрадит). Обыкновенно такие продукты контактового изменения известняков пользуются ограниченным распространением и б. ч. развиты около окраин выходов глубинных пород, причем иногда дают типичные скарновые породы.

Состав последних не отличается большим разнообразием компонентов, входящих в них. Обыкновенно они представляют скопление граната буровато-коричневого цвета, при небольшом количестве, как примеси, кварца и полевого шпата, или проявляются в разностях от чисто тремолитовых до тремолито-гранатового состава. В последних разностях существенной составной частью входит также и известковый шпат.

Материалом, взятым в районе Сухого лога, хорошо иллюстрируется эндоконтактовое изменение интрузивных пород; штуфы их б. ч. состоят из полевошпатово-кальцитовой массы в различных количественных соотношениях, но всегда при преобладании полевого шпата вплоть до чистых полевошпатовых разностей. В этой массе резко выделяются крупные изометричной формы кристаллы граната-андрадита, имеющие буровато-коричневую окраску. В поперечных сечениях у этих гранатов выступает ясно видимое концентрически-слоистое строение, обусловленное чередованием слоев резко различной окраски (коричневой с чернобурой) от различного количественного соотношения железа в слоях. Кроме этого, изредка встречаются выделения зеленовато-желтого эпидота, во взаимном прорастании его с гранатом. В одном из образцов проявляется мелкая и редкая вкрапленность молибденита.

Кроме этих метаморфических образований, обращают на себя внимание развитые здесь метаморфические сланцы, вытягивающиеся длинной и узкой полоской вдоль подошвы левобережного склона кл. Железного. Они непосредственно примыкают, с одной стороны, к глубинно-кристаллическим породам, с другой—обрисовывают тальвег его долины. Полоса эта начинается от устья Американского лога и идет непрерывно до Банного ключа, где прерывается выходами известняков, и затем уже появляется вновь только в устьи Кулаевского ключа. Слагающие ее сланцы имеют простирание 350°, при падении на запад до 80°.

Вся толща их обладает однообразной темносерой окраской и мелкозернистым сложением. Минералогический состав этих сланцев п. м. харак-

теризуется диабластической структурой с массой, состоящей в преобладающем количестве из кварца с альбитом, к которым примешивается в большом количестве роговая обманка типа паргасита, иногда собирающаяся в неправильные и прерывающиеся полоски. Изредка в очень небольшом количестве появляется желтовато-бурый биотит. Кварц и альбит везде в свежих зернах, причем кварц обладает сильно волнистым угасанием. Учитывая такой состав и текстуру, этим породам уместно придать название—роговообманковые сланцы.

О точном взаимоотношении их с окружающими породами очень трудно судить, т. к. какие либо переходные разности, или их отношение к соседним формациям не удалось непосредственно наблюдать. Устанавливается только то, что они имеют согласное залегание с известняковой толщей и, возможно, составляют один из ее отделов, сложенных ранее в преобладающем количестве из песчано-мергелистого материала. В скалистых обнажениях этих сланцев изредка наблюдается прорезание их маломощными жилами монцонитпорфира. Везде эти жилы прорезают толщу сланцев поперек их слоистости-сланцеватости и, повидимому, являются серией мелких отпрысков интрудирующего массива, к которому непосредственно примыкают роговообманковые сланцы.

Помимо этих образований, на участке пользуются развитием своеобразные амфиболиты, представляющие из себя плотные тонкозернистые черного цвета породы, обладающие слабо выраженным роговиковым изломом. П. м. они обладают кристаллобластической структурой и состоят почти исключительно из зеленой роговой обманки, среди которой в виде примеси присутствуют ортоклаз, авгит и кварц. Такие разности естественнее всего считать происшедшими за счет эффузивных пород, тем более что они встречаются среди выходов последних.

Все вышеперечисленные контактовые изменения различных пород также естественнее всего объяснить более поздним влиянием интрузии глубиннокристаллических пород, особенно резко проявившимся в апикальной ее части, которая и имеет здесь место.

Итак, лологическая история отчетного участка может мыслиться так: осадочная формация, состоящая исключительно из известняков и перекрытая покровами разнообразных эффузивов, была прорвана крупным интрузивным телом монцонита. Изучение состава этого интрузивного тела и контактовых зон позволяет считать, что интрузия внедрялась в две фазы—более древнюю основную и дополнительную кислого состава. На основании минералогического состава и структуры интрузива, а также строения и состава контактовых зон, эту интрузию нужно относить к среднеглубинной фации, и породам, слагающим ее. присвоить выше приведенные названия, придерживаясь классификации М. А. Усова (4).

II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА.

1. Россыпное золото.

В прежние годы район кл. Железного служил сначала только местом добычи россыпного золота. Золотоносные участки были здесь следующие: 1) долина Сухого лога, 2) долина кл. Железного, начиная от устья Сухого лога и до реки Тюхтерек, 3) часть долины р. Тюхтерек и 4) долина кл. Благодатного. Кроме этих площадей добыча золота производилась также по долинам соседних речек и ключей, являющихся притоками р. Белого Июса, которые уже выходят за пределы обследованного участка. Постепенно за выработкой россыпей промысел замирал, и в данное время местное рудоуправление производит добычу золота только через артели старателей, главным образом, по кл. Благодатному и отчасти по остальным речкам района.

Все россыпи здесь носят аллювиальный характер, источником золота для которых нужно считать кварцевые жилы, расположенные на склонах речных долин, примыкающих к золотоносным площадям. Благоприятный плотик этих долин служил хорошим естественным улавливающим трафаретом для золота. Так, например, Сухой лог, кл. Благодатный и Железный в пределах золотоносности протекают среди известняков и отчасти метаморфических сланцев, в которых золото задерживалось и не уносилось слишком далеко. Особенно это наблюдается для россыпей Сухого лога, которые при ограниченной площади обладали самым богатым содержанием золота из всех россыпей системы.

Во всех россыпях золото концентрировалось в пласте, прилегающем к плотику и покрытом иногда мощными наносами, достигавшими, например, в долине кл. Железного мощности до 30 м. Естественно, такая мощность не позволяла производить разработку россыпей мускульным трудом, в виду чего россыпи по кл. Железному ранее разрабатывались гидравлическим способом.

Что касается вопроса о возрасте россыпей района, то, согласно указаниям Я. С. Эдельштейна, они должны быть отнесены к постплиоцену.

2. Рудное золото.

Еще в период разработки россыпного золота, примерно, в 1910 г. в описываемом районе впервые было открыто коренное месторождение, известное под названием „Случайное", которое после небольших предварительных разведок поступило в эксплоатацию. После этого были открыты еще ряд мелких месторождений, не имеющих промышленного значения (Троицкое, Разбитая и др.), и в конце концов единственным эксплоатационным месторождением до революции осталось „Случайное", разработки которого с небольшими перерывами продолжались вплоть до 1929 г. В 1929 г. была открыта „Константиновская жила", установленная промышленная ценность которой позволила не прекращать эксплоатационной деятельности в районе и до настоящего времени.

Таким образом главным источником рудного золота в данное время могут служить следующие коренные месторождения, описываемые ниже.

а) Месторождение „Случайное". Описание м—ния составлено на основании материала, собранного б. ч. в 1929 г. и отчасти в 1930 г., когда не удалось посетить большую часть подземных выработок, т. к. они в результате ликвидации эксплоатационных работ оказались замороженными (заполнены льдом).

Месторождение это было открыто в 1910 г. и вскоре после открытия поступило в эксплоатацию; особенно усиленно оно разрабатывалось „Золоросом" в 1914—16 г.г. и окончательно дорабатывалось Союззолотом в 1928 г. Находится оно на правом склоне кл. Банного, приблизительно в 200 м от устья его. Месторождение вскрыто штольнями, идущими по простиранию жилы; от них отходят по жиле очистные выработки, и в разведанной части месторождение выработано почти полностью.

В геологическом отношении участок, включающий кв. жилы, представляет контактовую зону, в которой широко развиты гибридные породы, причем они везде прорезаются кварц-аплитовидным монцонитом или собственно монцонитом, иногда сильно измененным. Нужно заметить, что вблизи месторождения выступают скалы известняка, а по ключу распространены роговообманковые сланцы. Гибридные породы состоят из смеси серого полевого шпата, среди которого развиты в большом количестве крупные лейстообразные скопления пойкилитового амфибола; к ним примешиваются сфен, апатит и эпидот. Кроме этих пород, большим развитием пользуются амфиболитовые сланцы, местами очень тонко рассланцеванные, с блестящими

плоскостями притираний и иногда с ясно развитой плойчатостью. Они иногда служат вмещающей породой для кв. жил. В большинстве же случаев вмещающей рудные жилы породой является монцонит, около рудного тела всегда измененный, подвергнутый рассланцовке, импреньированный колчеданами и перебитый жилками хлорита. Большая рассланцевка обычно замечается у лежачего бока. На м-нии в настоящее время известны две жилы. Из них собственно „Случайная“ жила - главный объект добычных работ имеет простирание 315—320° со средним падением ЮЗ 55°, причем элементы залегания ее изменчивы как с глубиной, так и по протяжении. Эта жила вскрыта 3 штольнами, из которых нижняя штольна пройдена около 150 м. „Случайная“ жила, судя по данным подземных выработок, везде залегает в розоватом монцоните; около жилы породы обычно серицитизированы и каолинизированы, густо пронизаны жилками колчеданов и подвергнуты иногда значительной рассланцовке. Мощность жилы очень неравномерна, причем в более высоких горизонтах мощность увеличивается, достигая 1—1,5 м, но вообще для жилы характерны частые передавы, благодаря чему она принимает чечевицеобразную форму, и нередко жила разбивается на ряд прожилков (фиг. 2).

От одной из верхних штолен проведен на восток квершлаг, подсекший новую жилу, которую будем называть жилой № 2. Она на поверхности вскрыта большим разрезом, а в самом верхнем горизонте штольней по простиранию. Жила на разведанном участке является выработанной. Элементы залегания ее и характер руды вполне соответствуют жиле № 1—собственно „Случайной“ жиле (фиг. 3).

Жильным выполнением „Случайного“ месторождения является кварц. Руда представлена белым, серым, иногда желтым с жирным блеском грубозернистым кварцем, в некоторых разностях достаточно охристым и ноздреватым. Иногда в кварце наблюдается заметная примесь кальцита или сидерита, а также характерным признаком для кварца является скопление темнозеленого чешуйчатого хлорита. Из колчеданов появляется пирит, то тонко вкрапленный в руде, то образующий заметные скопления. Пирит часто переходит в гетит или аморфный бурый железняк, и многие разности этой руды характеризуются присутствием окислов железа. Реже встречается халькопирит, о присутствии которого можно догадываться еще по наличию незначительных налетов медных солей (зелени и сини). Самыми характерными рудными минералами „Случайного“ месторождения являются висмутовый блеск и теллуристый висмут (тетраедрит); оба минерала образуют незначительную вкрапленность в руде. Последний проявляется в виде тонких пластинок серебристо-белого цвета, обладающих совершенной спайностью. Висмутовый блеск развит в виде шестоватых аггрегатов. Количество его обычно незначительно, но он является достаточно распространенным минералом в участках жилы, обогащенных золотом. Действительно, штуфы, в которых присутствует висмутовая руда, сопровождаются всегда видимым золотом, часто приуроченным к скоплению Bi_2S_3.

Распределение золота в 1 жиле „Случайного“ месторождения, неравномерно, а именно, наблюдаются обогащенные участки и убогие. Но обогащенные участки, встречаемые в руде, вполне окупали разработку и делали промышленно—интересным это месторождение.

С чем же связано золото в руде „Случайного“ м—ния? Характерной чертой для этого месторождения является то, что золото в нем в самородном виде везде встречается в связи: 1) с вкрапленностью висмутового блеска, 2) с колчеданами, переходящими при окислении в гетит и бурую охру, причем освобождается механически связанное с ним золото, и 3) приурочивается к трещинкам, ни с чем не связанное, в виде самостоятельно проявляющихся выделений.

Таким образом, зона окисления в „Случайном“ месторождении несомненно имеется, но она представлена не совсем отчетливо, и в верхних горизонтах нередко встречается руда со вторично отложенным золотом. Но, повидимому, ценность месторождения обусловлена не зоной окисления, а богатыми первичными рудами висмутовой формации (6).

Кроме жил №№ 1 и 2 м-ния, недалеко от них выше по гребню находится жила № 5, в настоящее время вскрытая одной штольней и открытым разрезом, из которого пробит наклонный шурф по жиле. Жила имеет простирание 325°, при крутом падении на ЮЗ, с мощностью по поверхности до 1 м, но, видимо, она представляет из себя небольшую линзу по длине. Что вскрыто на глубине подземными выработками—установить не удалось, т. к. в них проникнуть не представлялось возможным.

Вмещающими породами для жилы являются желтоваторозовые аплитовидные породы, частично окварцеванные с резкой вкрапленностью FeS_2; иногда в них наблюдаются скопления кальцита.

Жильный кварц белый, часто охристый с ноздреватым выполнением охрой и горным хрусталем. Местами есть вкрапленность халькопирита, сидерита и гетита, а также присутствуют скопления хлорита, характерного для жилы „Случайной“. Иногда кварц брекчиевидного сложения.

б) Константиновская жила. Находится в левом склоне Сухого лога, приблизительно в 200—300 м от устья его. Она была открыта еще в 1916 г., но дальнейшей разведке не подвергалась и только после разведочных работ 1929 г. поступила в эксплоатацию. Помимо большого количества канав жила была вскрыта тремя штольнами, идущими по простиранию ее. Рудное поле между шт. № 1 и поверхностью к моменту обследования было уже выработано, остальные штольны №№ 2 и 3 подготовляли очистные поля, передовыми забоями передвигавшись по жиле. По форме своего проявления жильная трещина не образует правильно ограниченную жилу: она местами по длине пережимается, оставляя проводник, местами дает раздувы до 3 м мощности; такое же поведение ее наблюдается и с глубиной по падению. Среднее простирание ее 325°, при крутом падении на ЮЗ и при мощности, резко меняющейся от тонких прожилков до 2—3 м, но в среднем мощность жилы, повидимому, не перевышает 1 м.

Рудная трещина приурочена к контактовой зоне, в которой сосредоточены кв. монцониты и габбродиориты, с порфиритами, переходящими в амфиболиты, и известняками. Как в подземных выработках, так и на поверхности во всех канавах наблюдается ясная приуроченность жилы к полосе смятия, сложенной из тонко—рассланцеванных пород различной окраски от зеленой до желто-белой, в зависимости от степени каолинизации. Иногда в местах интенсивного изменения в этой полосе образуется сплошное скопление рыхлого жирного на ощупь глинистого материала зелено-желтого, желтого и серого цвета, расположенного в виде полос среди относительно более крепких сланцев. Эта полоса зажата между выходами глубинных пород, что хорошо наблюдается во всех поверхностных выработках—канавах. Из отвалов шт. № 3 видно, что она сначала проходила исключительно по сильно метаморфизованному—озмеевикованному известняку.

Таким образом, большей частью вмещающими породами для жилы надо считать различно измененные сланцевые породы, происшедшие за счет монцонитов и получившие рассланцевку до отложения рудной жилы.

Жильное заполнение представлено серо-белым кварцем, иногда разностью с чисто белым цветом. В отдельных частях жилы кварц обладает плотным грубозернистым строением, причем в верхних ее горизонтах кварц обладает ноздреватым строением, получившимся в результате выщелачи-

вания вкраплений колчеданов. Везде в виде остаточного продукта в ноздринках остаются охра серовато-желтого цвета, или остатки хрупких легко раскалывающихся колчеданов.

Рудными минералами являются пирит и халькопирит, причем первый количественно преобладает над вторым. Пирит дает или редкую вкрапленность, или небольшие скопления, иногда пересекающие кварц в виде переплетающихся тоненьких прожилков; халькопирит встречается только в виде редкой вкрапленности. Вообще же в жиле наблюдается редкая вкрапленность колчеданов и притом в виде кустового их распределения, причем местами жила состоит из кварца, совершенно неоруденелого. В местах проявления колчеданов была встречена редкая вкрапленность самородного золота, в виде мелких и тонких пластинок. Что касается распределения золота по жиле, то оно является нерабномерным и по характеру распределения приближается к гнездовому. Местами содержание было вполне промышленным, особенно в верхних горизонтах, представляющих наложение зоны окисления на зону цементации.

в) Кулаевская жила находится в правом склоне кл. Кулаевского, приблизительно в 1½ км. от устья его и вверх по склону приблизительно в 150—200 м. Эта жила в 1930 г. местным рудоуправлением подвергалась интенсивной разведке. По поверхности она прослежена большим количеством канав и вскрыта на длину до 230 м. Кроме канав в последнее время по падению жилы пробиты 2 наклонных шурфа. Жила имеет среднее простирание 340°, при вертикальном падении с поверхности. Мощность ее слишком не выдержана, местами доходит до 5,0 м, а иногда жила переходит в прожилок. Такое поведение жилы указывает на то, что мы здесь не имеем правильно выполненной одной трещины. Вмещающими породами для жилы б. ч. служат темносерые известняки, везде сильно окремнелые, или сланцы и туфосланцы, причем они настолько изменены, что превращены в чисто охристую разрушистую породу. Очень часто наблюдается мелкая импреньяция колчеданами вмещающих пород. Жильный кварц серого цвета, грубозернистый, с большим количеством охры в виде примазки или в виде неправильных скоплений ее. Изредка присутствует вкрапленность пирита, халькопирита и гетита, рассеянных по жильной массе. Опробование жилы, проведенное рудоуправлением, дало отрицательные результаты.

г) Троицкая жила. Жила разведана рядом канав и небольшой шахтой. Имеет простирание 60° с падением на ЮВ до 40° и со средней мощностью 0,40 м. Вмещающими породами для нее являются в висячем боку филлитовые сланцы, а в лежачем мелкозернистые измененные монцониты. Породы сильно рассланцованы, серицитизированы и каолинизированы. Жила сложена серовато—белого цвета кварцем с примесью розового полевого шпата и благодаря включениям боковых пород принимает брекчиевидную текстуру. Сульфидов в руде встречено не было, и содержание, повидимому, убогое.

Кроме выше описанных жил, в районе известен еще ряд жил, затронутых в той или иной степени разведками. К ним относятся: „Случайная bis" в левом склоне кл. Банного, приблизительно в полугоре прямо против работ жилы „Случайной". К моменту осмотра здесь было пройдено три канавы, одной из которых вскрыта жила с простиранием 285° и падением ЮЗ 70° при мощности 0,5—0,7 м. Жильный кварц серовато-белого цвета с жирным блеском, с редкой вкрапленностью пирита, переходящего в гетит. По внешнему облику он тождествен с кварцем жилы „Случайной". Вмещающими породами для жилы служит мелкозернистый желтовато-серый кв. монцонит, с которым она связана монолитно, представляя собой заполнение энзокинетической трещины.

Можно еще упомянуть о жиле Разбитой, представляющей из себя не жилу, а неправильное окварцевание монцонита. Изредка кварц содержит вкрапленность пирита, и иногда в нем бывает значительное скопление эпидота. Содержание в жиле слабое. На правом склоне Сухого лога высоко на горе имеется еще жила „Старая", вскрытая несколькими канавами, кварц которой имеет неприглядный вид, будучи совершенно не сруденённым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Геологической съемкой охвачен участок, входящий в район кл. Железного, являющегося притоком реки Тюхтерек, одного из главных левых притоков реки Белый Июс. Район представляет из себя настоящую горную страну, входящую в состав одного из отрогов восточного склона Кузнецкого Алатау, причем современный рельеф участка всецело обязан длительным процессам денудации.

В прошлом в районе были известны богатые россыпные месторождения золота, а в начале текущего столетия были открыты и коренные месторождения его.

Геологическое строение участка в настоящее время достаточно изучено. Основу района составляет осадочная толща, представленная существенно известняками с общим простиранием 10—15°; известняки прорваны и перекрыты последующим комплексом эффузивных пород. Последние представлены как основными, так и кислыми разностями. Последующая интрузия монцонита вторглась в древнюю толщу района и контактово изменила ее с образованием мраморов, роговиковых пород, амфиболитов и разнообразных скарновых пород. С этой интрузией связано образование рудных месторождений золота, которые приурочены к апикальной части монцонитового интрузива. Из них самым значительным месторождением была кварцевая жила „Случайная", имеющая простирание 315—320°, с падением на ЮЗ до 55°, с мощностью очень неравномерной, колеблющейся в пределах от 0,1 до 1,5 м. Распределение золота в ней было также неравномерное; как правило, более обогащенные участки и видимое золото в жиле приурочены к вкрапленности и мелким скоплениям висмутового блеска и тетраэдрита.

Месторождение на разведанном участке является выработанным.

Объектом добычи за последнее время служила Константиновская жила с простиранием 325°, при крутом падении на ЮЗ и при средней мощности до 1.00 м.

Золото концентрируется около оруденелых участков, рудные минералы которых б. ч. представлены пиритом и изредка халькопиритом. В верхних горизонтах жилы наблюдается ясно выраженная зона окисления, причем эти горизонты жилы выработаны, и подготовлялись очистные поля на более глубоких горизонтах.

Кроме этих жил на участке известны еще жилы, не представляющие промышленного интереса, а также жилы, находящиеся в стадии разведок.

SUMMARY.

By the geological surveying was embraced the district entering into a region of the source Jelezni, which is the left tributary of the Tehterek river, one of the main tributaries of the White Youss river. The district represents a real mountainous conntry, entering into a body of a spur of the east slope of Kusnetzk Alatau, and the present relief of the district is entirely indebted to a continuance process of denudation.

In the past in the district were known rich placers of gold deposit, and in the beginning of the current century were discovered primary deposits of it.

The geological structure of the district now is sufficiently studied. The base of the region is a sedimentary rock-mass essentially represented by limestones with general strike 10-15 degrees to the northwest; limestones are cut through and overlapped by subsequent complex of effusive rocks. The last are represented by base as well as acid varieties. Subsequent intrusion of monzonite has intruded an ancient rock-mass and contactly altered it, forming marbles, hornfelses, amphybolites and various skarn rocks. With this intrusion is associated formation of ore gold deposits, which are timed to an apical part of a monzonite intrusive. The most important deposit of them was a quartz vein „Sluchainaya" striking 315—320 degrees, and dipding 55 degrees to the southwest with very unequal thickness, varying within 0,1—1,5 m.

Distribution of gold in it have been also unequal; as a rule more enriched parts and visible gold in a vein are timed to a dissemination and small accumulations of bismuthinite and tetrahedrite.

The deposit on the prospected part is worked out.

As an object of output in the last time served the Konstantinovskaya vein, with general strike 325 degrees to the northwest at a steep dip to the southwest and a middle thickness to 1 m.

Gold is concentrated near parts of ore minerals, which are largely represented by pyrite, and rarely chalcopyrite. In the upper horizons of vein is observed the distinct zone of oxidation; these horizons are worked out and stoping fields on lower horizons were in preparation.

Except these veins of district yet are known veins, having no industry interest, and also veins, which are in the stage of prospecting.

ЛИТЕРАТУРА.

1. Эдельштейн, Я. С. — Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Ачинском золотоносном округе в 1907 г.—Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район вып. VII. СПБ 1909 г.

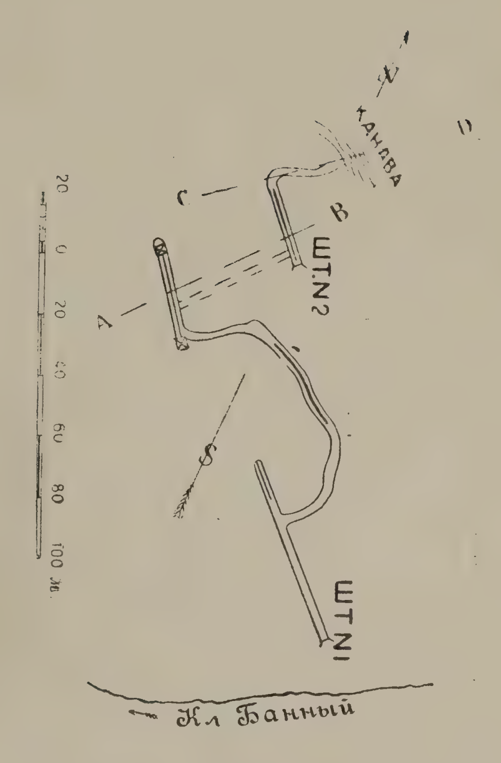
2. Обручев, В. А.—Геологический обзор золотоносных районов Сибири ч. 1—Западная Сибирь. 1911 г. СПБ.

3. Булынников, А. Я.—Геологический очерк Чебаковского района (рукопись) 1931 г.

4 Усов, М. А. — Фации и фазы интрузивов. Известия СОГК г. Томск, том IV, вып. 3, 1925 г.

5. Усов, М. А.—Фазы эффузивов. г. Томск, II—е издание 1929 г.

6. Булынников, А. Я.—Формация висмуто-золото-рудных жил Кузнецкого Алатау. Известия Зап.—Сиб. Г.Р.У. XI—2; 1931; 91—97.



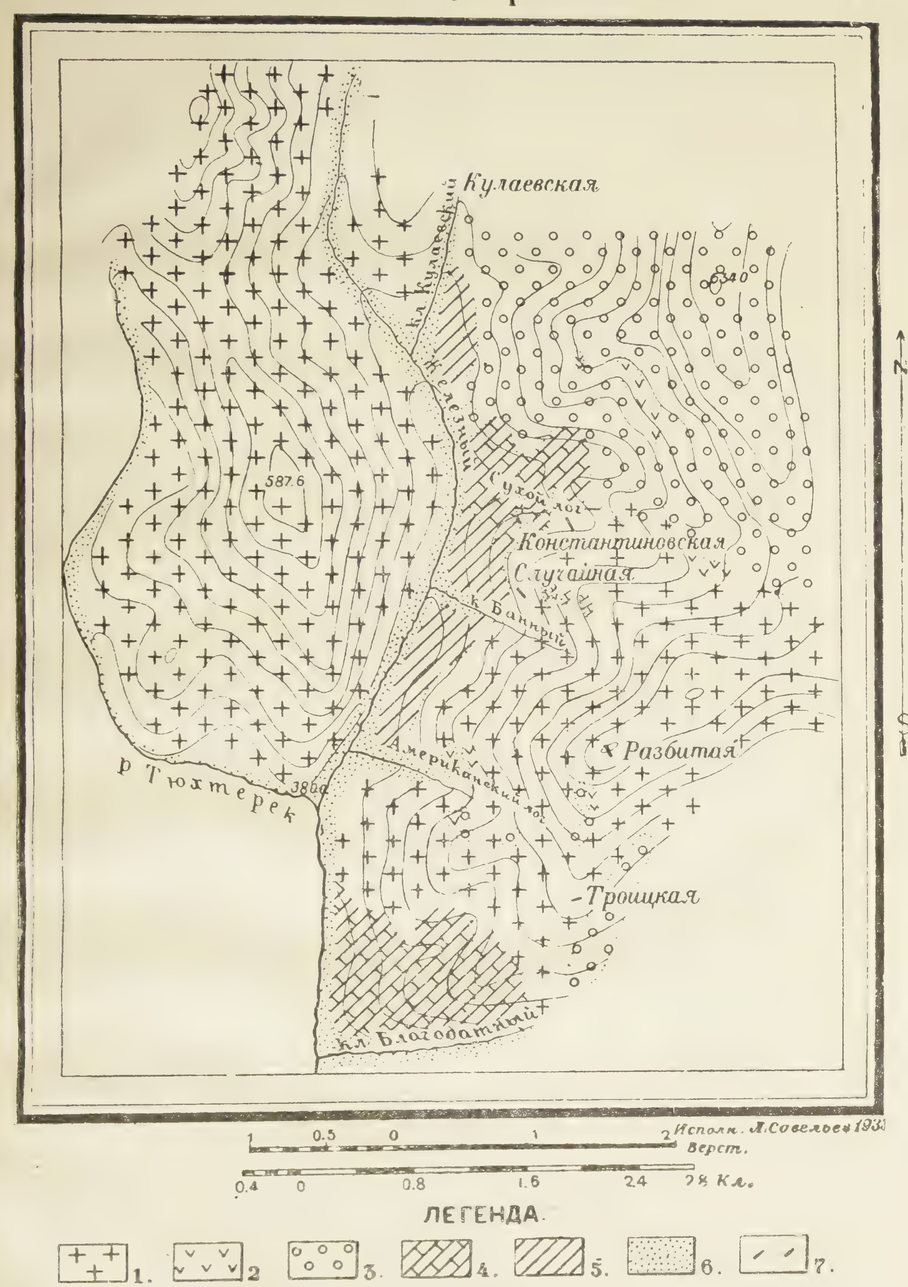
Фиг. 2

Схематический план горных выработок жилы „Случайной“.

ıо АВСД.

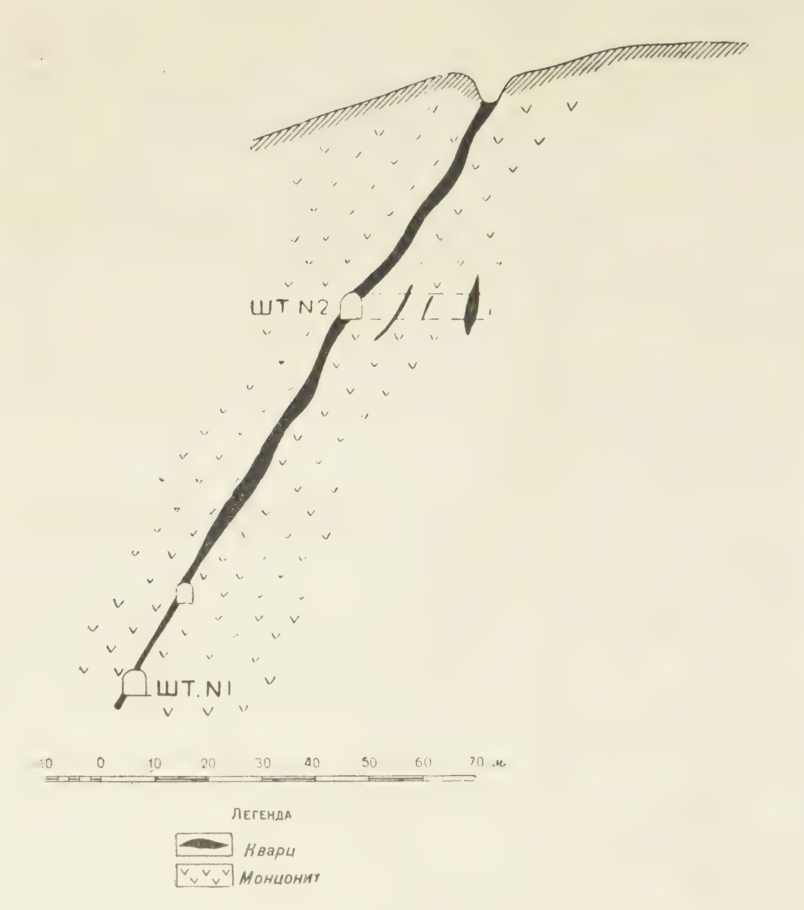
Фиг. № 1

Геологическая карта участка Железного ключа Чебаковского района.



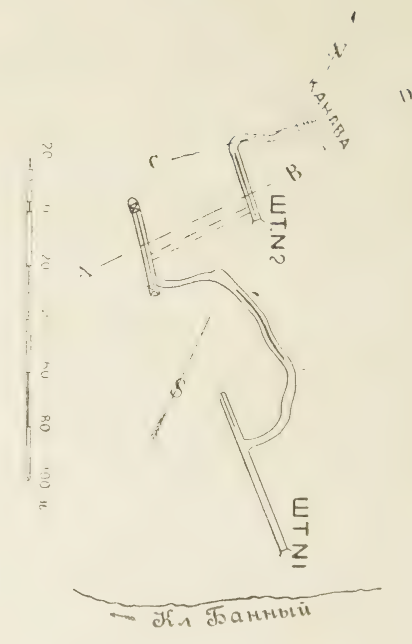
1) Кварцевые монцониты, 2) Диориты, габбро, горнблендиты, 3) Диабазовые порфириты, кератофиры, 4) Известняки, 5) Роговообманковые сланцы, 6) Аллювий, 7) Кварцевые жилы.

Высотные отметки в саженях.



Фиг. 3.

Схематический разрез Случайной жилы по АВСД.



Фиг. 2

Схематический план горных выработок жилы „Случайной“.

Геологическое строение Копёнского молибденитового месторождения в Западном Саяне.

М. С. Баклаков.

The Geological Structure of the Copensky Molybdenite Deposit in the West Sayan.

M. S. Baclakov.

ВСТУПЛЕНИЕ.

Летом 1929 года старшим геологом Западно-Сибирского Районного Геолого-Разведочного Управления И. К. Баженовым во время производства 10-верстной геологической съемки было открыто на гольце Копён в системе реки Кантегира месторождение молибденита. Вследствие того, что средства и время партии И. К. Баженова были ограничены, месторождение же нуждалось в более детальном освещении, в 1930 г. Зап.-Сиб. Райгру была организована на средства Горнохимтреста геолого-разведочная партия, которая и провела в районе топографические, геологические и разведочные работы. Полуинструментальной мензульной съемкой в масштабе 1:100.000 заснят район бассейнов рч. Казанашки и рч. Арасука площадью 436 кв. км, причем надо отметить, что горизонтальная съемка велась мензулой легкого типа (мензула и алидада), а вертикальная—с помощью барометра. На этой основе была проведена в масштабе 1 : 100.000 детальная геологическая съемка района площадью около 450 кв. км, с обследованием контактов рудоносного адамеллитового массива, произведенная с целью поисков рудных площадей.

Копёнское молибденитовое месторождение находится в горной системе Западного Саяна на одной из южных вершин гольца Копён, расположенного между рч. Казанашкой и рч. Арасуком—левыми притоками Кантегира. Район месторождения затаежен и трудно доступен.

ОРО—И ГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА.

Описываемый район входит в состав северной части Западного Саяна и характеризуется округленными формами гор с более или менее крутыми склонами, с широкими, ровными водоразделами, одетыми густой черневой тайгой. Лишь кое-где поднимаются плоскокуполообразные, реже остроконические гольцы, выходящие за черту распространения древесной растительности.

В северозападной части района проходит с ЮЗ на СВ хребет, носящий в разных пунктах различные названия. В югозападной своей части за ряд острых и высоких скал хребет прозван Барками. Здесь он является водоразделом между системой р. Джебаша, впадающим справа в р. Абакан, и рч. Казанашкой—левым притоком Кантегира. В средней части хребет зовется

Подъемным, благодаря тому, что здесь проходит тропа с трудным, довольно крутым подъемом на хребет. На северо-востоке хребет носит название Карлыганского, по имени кл. Карлыгана, впадающего справа в рч. Джой. В этой части хребет является водоразделом между рч. Арасуком—левым притоком Кантегира и рч. Джоем, впадающим слева в р. Енисей. В общем весь этот хребет широк, сравнительно невысок и на половину закрыт тайгой; лишь кое-где выступают куполообразные голые вершины с абсолютной высотой до 1900 м, прикрытые россыпью пород. Хребет сложен породами верхней метаморфической толщи, простирание которых совпадает с направлением хребта. С юго-восточного склона хребта стекает ряд ключей впадающих в рч. Казанашку и рч. Арасук. Между ключами перпендикулярно к главному хребту идут гряды водоразделов с крутыми, сравнительно, склонами. Эти водораздельные пространства по большей части задернованы, затаежены и почти лишены обнажений. Лишь иногда по самым водоразделам тянутся острые гребешки скал.

В юго-западной и центральной частях района расположены два высоких гольца: Штан и Копён, с абсолютной высотой свыше 2000 м, разделенные глубокой долиной рч. Казанашки. Гольцы имеют форму вытянутую в СВ—ЮЗ. направлении (что совпадает с простиранием метаморфических пород), и расположены на одной прямой, параллельной направлению Барок Карлыганского хребта, от которого они отделены широкими долинами рч. рч. Арасука и Казанашки.

Голец Штан поднимается сравнительно высоко над уровнем окружающих его гор и водоразделов ключей. Он имеет три куполообразных вершины, которые разделены между собой глубокими седловинами. Поверхность вершин обычно сложена крупнообломочным материалом слагающих голец пород. В тело гольца с северозападной и юговосточной стороны врезаны несколько каров подковообразной, реже неправильной, формы с крутыми до 50°, иногда отвесными, стенками высотою до 200 м. на которых местами сохраняются круглый год пятна снега. Часто кары расположены почти рядом, благодаря чему разделяющие их гривы характеризуются острыми гребнями. У всех каров дно почти горизонтально и на нем обычно располагаются озерки, откуда берут начало бурно стекающие с гольца ключи. Древесная растительность кончается в вершинах этих ключей, выше начинается моховой покров, прикрывающий крупные глыбы пород; на самых вершинах гольца моховой покров исчезает и здесь обнажается крупно-обломочный материал, окутывающий сплошной россыпью поверхность гольца. Голец в юго-западной части сложен прочными породами контактового метаморфизма, трудно поддающимися физическому выветриванию, и здесь голец характеризуется более изрезанной формой рельефа, чем в СВ. части, где обнажаются адамеллиты, и в участках выходов их поверхность гольца обладает мягкими формами рельефа.

Голец Копен прозванный так за свою форму, похожую на копну сена, расположен к СВ от гольца Штан. Он имеет куполообразную пологую форму тела, осложненную глубоко врезанными в голец карами со стороны рч. Арасука и кл. кл. Большого и Малого Чисплеков. Голец имеет несколько вершин, разделенных между собою широкими, поросшими мхом и местами заболоченными седловинами. В районе распространения адамеллитов вершины имеют плоско-округленный вид; на них обычно лежат крупные, иногда доходящие в объеме до 10 м. глыбы адамеллита, оставшиеся на месте разрушения коренных выходов. Процесс физического выветривания идет дальше, и можно видеть, как эти глыбы разрушаются на мелкий щебень, который в свою очередь распадается на отдельные зерна, состоящие из индивидов, составляющих адамеллит компонентов, так что иногда пространство между глы сплошь засыпано таким мелкообломочным материалом. В северо-западной

и северной частях Копён сложен прочными породами контактового метаморфизма, и здесь вершины его имеют коническую форму, изрезанную глубокими карами. Поверхность вершин здесь сложена обломочным материалом, состоящим из глыб амфиболитов и роговиков, достигающих в объеме 0,25 кубометра.

В тело гольца со стороны рч. Арасука, кл. Б. Чисплека и кл. М. Чисплека врезаны кары. Один из самых больших по своим размерам кар находится в вершине кл. М. Чисплека. Он представляет серию соединяющихся каров, расположенных в вершинах нескольких ключиков, впадающих в кл. М. Чисплек. Стенки его круты до 60°, иногда отвесны и высоки до 200 м; на них обычно сохраняются круглый год пятна снега. Месторождение молибденита находится на юго-западной вершине гольца Копён, с которой берет начало кл. Караульный, в том месте, где проходит контакт адамеллита с вмещающими породами. Кар вскрывает на глубину как самый контакт адамеллита и вмещающих пород, так и эндоконтактовую зону адамеллита, в которой расположены рудные кварцевые жилы. По стенке кара великолепно прослеживаются кварцевые жилы на глубину до их выклинивания. На дне кара близ месторождения находится озеро площадью около 40000 кв. м, подпруженное со стороны М. Чисплека небольшим валом, сложенным крупными глыбами пород. Из озера вытекает кл. М. Чисплек. Со стороны Арасука в вершинах его притоков кл. кл. Известкового и Водопадного имеются два кара с почти отвесными стенками, затем в вершине кл. Б. Чисплека находится кар, по своим размерам уступающий вышеописанным. В местах, где кары проходят близко друг от друга, междукаровые пространства представляют узкие гребни, труднодоступные для передвижения. Дно всех этих каров почти горизонтально и сложено крупнообломочным материалом; иногда в депрессиях дна встречаются небольшие озерки, дающие начало ключам. Обычно ключи текут по дну каров спокойно, но вступая в крутые долины своих верхних течений, они с шумом устремляются по руслу, переполненному крупнообломочным матералом. С южной и юго-западной стороны гольца ключи, берущие начало в пониженных седловинах, имеют широкие, но крутые долины, постепенно суживающиеся к устью. Водоразделы ключей обычно плоские с пологими склонами, но иногда (особенно в районе развития метаморфических пород) бывают острогребенчаты с целым рядом скал, расположенных по самому гребню водоразделов.

Древесная растительность кончается в вершинах ключей, выше этой черты начинается моховой покров; иногда на заболоченных седловинах наблюдаются заросли карликовых кустарников, вроде китайской березки. Вершины гольцев лишены растительности и покрыты россыпью слагающих гольцы пород.

На севере голец Копён соединяется узкой затаеженной грядой с хребтом Подъемным. Эта гряда является водоразделом между рч. Арасуком и кл. Чезансуком, впадающим в рч. Казанашку. На СВ от гольца отходит гряда гор, сложащая водоразделом между рч. Арасуком и Б. Чисплеком, понижающимся к Кантегиру. Этот водораздел покрыт черневой тайгой. Лишь одна вершина горы, расположенная в истоках левой отноги кл. Б. Чисплека, выходит за черту распространения древесной растительности. Эта гряда гор сложена породами контактового метаморфизма с СВ. простиранием, совпадающим с направлением водораздела.

Описываемый район занимает бассейны рч. рч. Арасука и Казанашки—левых притоков р. Кантегира. Река Кантегир в нашем районе течет в общем с Ю—ЮЗ на С—СВ. Долина реки не везде одинакова. В полосе развития метаморфических пород—в районе устьев Казанашки и Арасука, долина сравнительно широка (в отдельных участках достигает 600 м. ширины) с крутыми до 40°, редко отвесными, скалистыми склонами. Кое-где река образует „займища“—террасы высотою до 2 м. над уровнем реки. Сам

Кантегир имеет здесь около 70 м. ширину, до 2 м. глубину и скорость 5—6 км. в час. В районе выходов адамеллита Кантегир образует бурный порог на протяжении около 20 км. Долина его здесь узка, всего лишь 200—300 м. шириной, и имеет высокие, скалистые склоны. Русло реки переполнено громадными глыбами адамеллита.

Речка Казанашка берет начало с пониженной седловины водораздела между системой рек Кантегира и Джебаша. Она имеет длину около 25 км. В своем верхнем и среднем течении речка течет в СВ. направлении параллельно простиранию метаморфических пород; в нижнем течении, в районе развития адамеллитов, она круто поворачивает на ЮВ и образует почти до самого устья порог, благодаря чему в нижнем течении долина Казанашки непроходима. Верхнее течение речки характеризуется широкой (до 100 м.), заболоченной и травянистой долиной с пологим уклоном. Склоны долины пологи и невысоки. В среднем течении долина расширяется до 250 метров, склоны становятся круче—до 30° и достаточно высоки. Дно долины заболоченное и имеет пологий уклон. Русло речки переполнено глыбами пород метаморфических толщ и адамеллитов, достигающих в объеме 0,25 кубометра. Долина нижнего течения порожиста. Она обладает здесь крутым уклоном, высокими, порою скалистыми склонами, сложенными адамеллитом. В русле реки лежат крупные до 10 кубометров в объеме глыбы адамеллита, благодаря которым речка образует водопады. Из более или менее значительных притоков речки Казанашки можно указать на впадающие слева ключи Шанак и Чезансук. Они оба стекают с Подъемного хребта и имеют хорошо разработанные, пологие долины. Остальные ключи характеризуются узкими крутыми долинами.

Речка Арасук берет начало с водораздельной гривы, соединяющей голец Копён с Подъемным хребтом, и течет отсюда в СВ. направлении по простиранию пород метаморфических толщ. Она имеет длину около 20 км. и на всем протяжении характеризуется хорошо разработанной пологой долиной. Долина верхнего течения имеет ширину около 100 м., крутые до 40° и высокие до 400—500 м. склоны. Такая характеристика долины распространяется и на среднее течение. В нижнем течении долина расширяется до 150 м., склоны становятся пологими до 25° и невысокими до 400 м. Сама речка имеет здесь около 8 м. ширину, глубину и скорость течения 8 км. в час. Ключи, впадающие в рч. Арасук, берут начало с Подъемно—Карлыганского хребта и гольца Копён. Обычно они обладают узкими, крутыми, трудно доступными долинами и отличаются бурным течением.

Из других б. или м. значительных притоков р. Кантегира в нашем районе можно указать на ключи Большой и Малый Чисплеки. Большой Чисплек берет начало с восточного склона гольца Копён с широкой седловины, и течет отсюда в широтном направлении. Долина его на всем протяжении сравнительно хорошо разработана, полога и имеет отлогие и невысокие склоны. Кл. М. Чисплек берется несколькими ключиками из большого кара. По дну кара ключики текут спокойно, но входя в долину М. Чисплека, они становятся бурными благодаря узкой (до 10 м. ширины) и крутой долине с высокими, крутыми склонами. Эта характеристика долины распространяется почти на все течение ключа, лишь в устье долина расширяется до 20 м. и склоны заметно понижаются.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА.

В геологическом строении района Копёнского молибденитового месторождения принимают участие как метаморфические, так и изверженные породы.

Геологический разрез метаморфических и изверженных образований района начинается нижней метаморфической толщей, состоящей из пород

контактового метаморфизма. В состав этой толщи входят: биотитовые роговики, роговиковые песчаники, амфиболиты, скарнированные породы и доломитизированные кристаллические известняки. Данные образования являются результатом контактового метаморфизма, вызванного внедрением в их толщу адамеллитовой интрузии. Каких-либо органических остатков в этой метаморфической толще не найдено и возраст ее остается провизорным. По данным И. К. Баженова она относится к третьей толще кембрия, в известняках которой им обнаружены трилобиты среднего кембрия.

На нижней толще залегает так называемая верхняя метаморфическая толща, представленная, главным образом, хлоритовыми сланцами. Сравнительно редко в ней встречаются линзы белого мраморизованного известняка; в основании ее лежат конгломераты и это обстоятельство указывает на некоторый перерыв во времени между отложениями обеих метаморфических толщ. Возраст ее также определенно не решен, но по И. К. Баженову она относится к нижнему силуру. Данная толща широко развита в районе и выходит за пределы иследованного участка. Так например, на севере она прослеживается на расстояние 40 км. почти вкрест простирания. Породы верхней толщи претерпели сильный метаморфизм с изменением структуры и минерального состава ранее существовавших, повидимому, как осадочных, так и, быть может, эффузивных образований. Этот метаморфизм был обусловлен существенно дислокационными процессами, собравшими толщу в крутые складки и изменившими ее первоначальный состав.

Следующей по возрасту является формация основных изверженных пород—змеевикованных перидотитов, проявляющихся в районе в виде послойных интрузий, главным образом, в нижней метаморфической толще.

Описанные выше формации собраны в крутую антиклинальную складку СВ 50°—60° простирания с осью, погружающейся на ЮЗ. Эта складчатость и создала дислокационный метаморфизм, проявляющийся, главным образом, в верхней метаморфической толще; что же касается нижней толщи и перидотитов, то в них дислокационный метаморфизм затушеван последующим контактовым воздействием адамеллитовой магмы.

Наконец, последним образованием района является адамеллитовый интрузив, расположенный в ядре антиклинальной складки и застывший в гипабиссальных условях среди пород метаморфических толщ. Адамеллитовая интрузия, внедрившись в вышеописанные формации, произвела в них контактовый эффект, выразившийся, главным образом, в окремнении, амфиболизации, скарнировании и импреньяции сульфидами пород, а также дала широко развитую жильную фацию как в экзо, так и в эндо—контактовой зонах интрузива.

Итак, формации района представляются в следующем виде, в порядке их хронологического образования: 1) нижняя метаморфическая толща; 2) верхняя метаморфическая толща; 3) змеевикованные перидотиты; 4) адамеллиты.

Ниже приводится более подробное описание этих формаций.

1. Нижняя метаморфическая толща.

Породы нижней метаморфической толщи являются наиболее древними образованиями нашего района, слогающими ядро антиклинальной складки с осью, погружающейся на ЮЗ. Эта толща прорвана крупным телом адамеллита, благодаря чему слагающие ее породы в сильной степени метаморфизованы и первоначальный состав их остается часто не ясным. Стратиграфический разрез толщи дать не представляется возможным вследстие того, что она сильно изменена под влиянием контактового метаморфизма и кроме того, эрозионные процессы глубоко вскрыли толщу, сохранив ее только в виде „шляпок“ и „обрывков“, лежащих на интрузиве. Более значитель-

ным распространением породы толщи пользуются в северо-восточной части района, где они представлены, главным образом, биотитовыми роговиками и роговиковыми песчаниками. Обычно они интенсивно рассланцованы параллельно слоистости, имеющей простирание 50°—70° СВ с различным падением в отдельных участках. Так например, к северу от интрузивного тела породы имеют падение на СЗ, а к югу от интрузива они падают на ЮВ, т.е. образуют крылья ядра, уходящие под верхнюю метаморфическую толщу. Угол падения в обоих случаях варьирует от 60° до 80°. Состав нижней метаморфической толщи представляется в следующем виде: наибольшим распространением пользуются биотитовые роговики, развитые ввиде ореола контактовой зоны вокруг адамеллитового массива, затем роговиковые песчаники с участками скарновых пород, доломитизированные кристаллические известняки и, наконец, в меньшем количестве встречаются амфиболиты.

Биотитовые роговики. Обычно они располагаются вдоль контакта с интрузивом в виде широкой полосы вокруг адамеллитового массива, явившись, повидимому, результатом перекристаллизации, главным образом, глинистых сланцев. Макроскопически они представляют темносерые, светло- и тёмнозеленые, сероваточерные, плотные с занозистым изломом породы, в которых простым глазом нельзя различить отдельные компоненты. П. м. порода обладает тонкозернистой массой, состоящей, главным образом, из мостового аггрегата кварца и редко альбита, проникнутой сыпью краснобурого биотита, иголочками силлиманита, чешуйками серицита и вкраплениями пирита, халькопирита и галенита. В некоторых шлифах наблюдаются крупные скопления цоизита, а также жилки пирита и эпидота, рассекающие силлиманит и кварц.

Роговиковые песчаники. Эти породы сравнительно широко развиты в районе, слагая собою, главным образом, северо-восточную часть исследованной площади и, реже, они встречаются близ контакта, где перемежаются с биотитовыми роговиками. Обычно это—темносерые, мелко—и среднезернистые породы с видимыми обломками полевых шпатов и кварца. П. м. наблюдается мутносерая, кварцево-полевошпатовая масса, среди которой встречаются окатанные, реже остроугольные, обломки серицитизированного плагиоклаза и кварца. Порода в сильной степени подвергалась механической деформации, выразившейся в раздроблении обломков плагиоклаза и кварца. Так например, двойниковый плагиоклаз раздроблен на отдельные зерна, и под микроскопом отчетливо видно смещение двойниковых полосок относительно друг друга. Кварц обычно обладает облачным угасанием.

Скарновые породы. Они развиты в районе сравнительно слабо и обычно встречаются в виде небольших участков среди роговиков. Они обладают серовато-зеленым цветом основной массы, среди которой иногда наблюдаются красноватые участки граната. П.м. наблюдается мутная эпидотизированная основная масса с участками более крупных выделений цоизита, эпидота и бесцветного граната. В некоторых шлифах в небольшом количестве присутствует кварц, кальцит и угловатые обломки серицитизированного полевого шпата.

Амфиболиты. Амфиболиты встречены на северной вершине гольца Копён и затем на голой (безлесной) вершине водораздельного хребта между рч. Арасуком и кл. Б. Чисплеком, находящейся в истоках правого притока кл. Татарского. Они обладают темносерым цветом и полосчатым сложением, обусловленным параллельным расположением индивидов амфибола, среди которых иногда наблюдаются линзочки кварцево-полевошпатового вещества. Амфиболиты обычно импреньированы пиритом и халькопиритом. Под микроскопом обнаруживается порфиробластическая структура породы, состоящей из полосок почти бесцветного со слабым плеохроизмом,

иногда двойникового актинолита, и полосок вытянутых зерен полевого шпата и кварца. В некоторых шлифах наблюдаются скопления цоизита, эпидота, граната и сыпи рудных минералов.

Доломитизированные кристаллические известняки. Известняки встречаются в виде линз, главным образом, среди роговиковых песчаников нижней метаморфической толщи. Почти всегда они являются перекристаллизованными, в той или иной степени доломитизированными и, вблизи контакта с интрузивом, окремненными, благодаря внедрению в толщу адамеллитовой магмы. Наиболее мощная (до 100 м.) и сравнительно хорошо выдержанная по простиранию (до 600 м.) линза известняков встречена на западном склоне гольца Копён на водоразделе между кл. Прямым и кл. Известковым, залегающая среди роговиковых песчаников. Простирание линзы устанавливается в направлении 60°—70° СВ с падением на СЗ под ∠ 65°; на СВ и ЮЗ она выклинивается. Известняки, обычно, плотные, реже мелкозернистые, серовато-белого цвета, слабо вскипающие с соляной кислотой. П. м. они обладают чрезвычайно однообразной тонкозернистой массой, состоящей из мелких с прекрасно выраженной спайностью зерен карбонатов. Качественная реакция по способу Хиндена показала присутствие магния. Кроме того, по данным И. К. Баженова, отдельные штуфы известняков из этой линзы дают такой состав: $CaCO_3$—60,5%, $MgCO_3$—38,8%. Таким образом устанавливается, что известняки являются доломитизированными. Затем известняки встречены в каре, находящемся в вершине М. Чисплека, в 200 м. к СЗ от разведочного участка. Здесь имеются две небольших линзы мощностью 15—20 м и длиною 25—30 м., с простиранием 50° СВ и падением на СЗ под ∠ 50°. Кристаллические известняки представляют темносерую мелкозернистую породу, состоящую из аггрегата мелких до 1 мм. зерен карбонатов. Качественная реакция по способу Хиндена также показала присутствие магния. Иногда в известняках наблюдаются участки, пропитанные волокнистым халцедовидным кварцем или состоящие из линзочек мостового аггрегата кварца. Сравнительно часто встречаются вкрапления мелких кубиков пирита и галенита. Наконец, последняя линза известняков нижней толщи расположена на гольце Копён; она встречена в 2 пунктах: в вершине кл. Водопадного, где она имеет мощность 5 м. и в вершине кл. Прямого, где мощность увеличивается до 15 м. Линза сложена темносерым мелкозернистым известняком, опробование которого по способу Хиндена показало присутствие магния.

2. Верхняя метаморфическая толща.

Породы верхней метаморфической толщи занимают СЗ. и ЮЗ. части нашего района и слагают собою крылья антиклинальной складки. Толща интенсивно рассланцована в направлении 50°—70° с падением в ту или другую сторону под углом 70—80°, осложнена складчатостью второго порядка и в сильной степени изменена под влиянием дислокационных и последующих метасоматических процессов, благодаря чему первичный состав ее распознать почти невозможно. В юго-западной части района породы верхней толщи прорваны адамеллитовой магмой, создавшей в них широкие контактовые пояса. Этот контактовый метаморфизм, выразившийся в ороговиковании, амфиболизации и эпидотизации пород, является более молодым, чем дислокационный, т. к. магма внедрилась в породы, уже подвергшиеся складкообразованию и связанному с ним дислокационному метаморфизму. Жильные породы интрузива режут почти вкрест простирания уже оформировавшиеся сланцеватые, метаморфизованные породы верхней толщи. В состав толщи входят конгломераты, хлоритовые сланцы и белые кристаллические известняки, более подробное описание которых приводится ниже.

Конгломераты. В основании верхней метаморфической толщи, как уже указывалось, лежат конгломераты, встреченные на гольце Штан в виде широкой до 1,5 км. полосы с простиранием СВ 50° и падением на ЮВ под ∠ 85°, залегающей почти в ядре антиклинальной складки на породах нижней метаморфической толщи. Непосредственного налегания конгломератов на породы нижней толщи видеть в поле не удалось из-за широкоразвитых делювиальных отложений, перекрывающих границу соприкосновения. Конгломераты характеризуются хорошо окатанной галькой, обычно размера 3—4 см., состоящей исключительно из кварца, сцементированной эпидотизированной плотной массой. Под микроскопом цемент состоит из тонкозернистой эпидотизированной массы, среди которой наблюдаются линзочки мостового аггрегата изометрических зерен кварца и рудной сыпи, вероятно, пирита. Кроме того, часто встречаются окатанные обломки сильно давленного кварца. Окремнение и эпидотизация цемента обусловлены контактовым метаморфизмом адамеллитовой магмы, внедрившейся в ядро антиклинальной складки, сложенное здесь конгломератами. Наличие конгломератов на границе распространения 2 матаморфических толщ наводит на мысль о некотором перерыве во времени отложения этих двух формаций.

Хлоритовые сланцы. Они пользуются наибольшим распространением в районе, слагая собою крылья антиклинальной складки, осложненные складками второго порядка. Хлоритовые сланцы являются продуктом дислокационного (динамического) метаморфизма ранее существовавших, повидимому, осадочных и эффузивных образований, подвергшихся сильному давлению при разразившейся складчатости с изменением первичного состава, распознать который является делом весьма трудным. Они интенсивно рассланцованы в направлении 50—70° СВ с падением в ту или другую сторону под ∠ 85°.

Макроскопически — это сланцеватые, зеленые с различным оттенком породы с обильным развитием листочков хлорита и серицита. Сланцеватость обусловила параллельное расположение слагающих породу компонентов. Часто по сланцеватости наблюдаются обильные линзочки кварца, при ударе молотком легко выскакивающие из своих гнезд. Микроскопически хлоритовые сланцы могут быть разделены на две разновидности. Первая разновидность обладает полосчатым сложением и состоит из полосок вытянутых, параллельно расположенных листочков хлорита и полосок, иногда линзочек мостового аггрегата мелких зерен кварца и реже альбита с тонкой двойниковой штриховкой. Кое-где в породе наблюдаются зерна магнетита и листочки гематита, часто собирающиеся в полоски, ориентированные параллельно сланцеватости породы. В некоторых шлифах заметны скопления листочков серицита, неправильные зерна эпидота и столбики рутила. Вторая разновидность представляет собою также полосчатый аггрегат, состоящий из вытянутых, собирающихся в полоски, листочков хлорита, к которому иногда примешиваются актинолит и серицит, и полосок мелких зерен кварца и двойникового альбита. Среди этой полосчато-зернистой массы встречаются крупные корродированные зерна плагиоклаза № 32, ориентированные обычно вдоль сланцеватости породы. Плагиоклаз обильно серицитизирован, часто раздроблен, со смещением двойниковых полосок, на отдельные зерна, сцементированные мостовым аггрегатом кварца. В некоторых шлифах наблюдаются скопления диопсида, граната, циозита, эпидота, кальцита, иголочек силлиманита и рутила. Сравнительно много встречается зерен магнетита и гематита, иногда собирающихся в полоски, ориентированные по сланцеватости породы. Наличие корродированных зерен плагиоклаза в хлоритовых сланцах наводит на мысль, что эта разновидность их, возможно, образовалась из эффузивных пород, претерпевших интенсивное зеленокаменное изменение. Что же касается первой разновидности, то в ней каких-либо остаточных

структур первичных пород или слагающих их минералов не обнаружено и, повидимому, их первичной породой являлись глинистые сланцы.

Вблизи контакта с адамеллитом в хлоритовых сланцах наблюдается контактовое изменение, выражающееся в более интенсивном ороговиковании и амфиболизации пород. Ороговикование выражается в том, что хлоритовые сланцы почти нацело замещаются мостовым аггрегатом изометричных зерен кварца с скоплениями кое-где листочков серицита и рудной сыпи. В этих роговиках сравнительно часто встречаются иголочки розового турмалина. Иногда хлоритовые сланцы в контакте с адамеллитом превращаются в полосчатые амфиболиты, состоящие из темных полосок вытянутых индивидов актинолита, среди которого располагаются полоски или линзочки, обычно, изометричных зерен кварца и альбита.

Кристаллические известняки. Известняки в этой толще нашего района сравнительно слабо развиты и были встречены лишь в одном пункте на Подъемном хребте в виде небольшой линзы, залегающей среди хлоритовых сланцев. Известняки обычно имеют белый цвет, почти нацело перекристаллизованы и иногда превращены в разнозернистые мрамора. Каких-либо органических остатков в них не найдено.

3. Озмеевикованные перидотиты.

Эти породы образуют послойные линзовидные тела шириною от 0,5 км. до 2-х км., вытянутые по простиранию метаморфических пород, и имеют падение согласное с вмещающими породами, т. е. на СЗ. под углом 60—70°. Они интенсивно рассланцованы в разнообразных направлениях, но более отчетливая рассланцовка совпадает с направлением простирания вмещающих пород. Перидотиты обычно встречаются в нижней метаморфической толще; лишь северное тело расположено в месте соприкосновения двух метаморфических толщ, и его ЮЗ. часть выклинивается в верхней толще. Это тело в нашем районе имеет длину около 22 км. и на СВ. уходит за пределы исследованного участка. Второе тело расположено на СЗ. склоне водораздела рч. Арасука и кл. Б. Чисплека в истоках правой вершины кл. Татарского. Это — линза, которая имеет ширину 0,5 км. и длину около 3 км., причем оба конца ее срезаны адамеллитовым интрузивом. В перидотитах этой линзы сравнительно часто встречаются мелкие до 1 мм. линзочки асбеста. Третья линза находится на СВ. склоне гольца Копён; ее ЮЗ. конец ясно выклинивается, а СВ. срезан интрузивом. Возможно, что эта линза является продолжением предыдущего тела. В перидотитах этой линзы также встречаются мелкие линзочки асбеста. Четвертое и наиболее широкое тело перидотитов выходит в нижнем течении ключа Чезансук. Оно имеет длину около 4 км.

Во всех перечисленных телах перидотиты с поверхности покрыты буроржавой корой выветривания; в свежих изломах они обладают темнозеленым цветом, плотным сложением и занозистым изломом. На выветрелых поверхностях их иногда встречаются корки халцедона, а также звездчатые, игольчатые кристаллы снежно-белого арагонита. Перидотиты нацело озмеевикованы, причем озмеевикование идет по трещинам, которые иногда бывают выполнены крупно-листоватым зеленым змеевиком. Почти всегда в массе перидотитов отчетливо видна вкрапленность хромита и магнетита; последний минерал часто образует сеть тонких до 0,5 см. прожилков, секущих породу в разнообразных направлениях. Сравнительно редко встречаются призматические кристаллы пироксена. Под микроскопом почти всегда наблюдается тонкий аггрегат спутанных волоконец и листочков серпентина и зерен рудных минералов. В некоторых шлифах можно видеть еще оставшиеся зерна оливина, разбитого тонкими трещинами, выполненными листочками серпентина. Реже встречаются длинные призмы баститизирован-

ного пироксена, повидимому, диаллага, нацело замещенного серпентином, и листочки флогопита.

Озмеевикованные перидотиты залегают, главным образом, в нижней метаморфической толще в виде послойных интрузий, внедрившихся в толщу во время ее горизонтального залегания. Впоследствии орогенические процессы собрали толщу вместе с интрузивными телами перидотитов в антиклинальную складку, создав в породах интенсивную рассланцовку; затем, в антиклинальное ядро внедрилась адамеллитовая магма, прорвавшая как метаморфические толщи района, так и послойные интрузивные тела перидотитов.

4. Адамеллитовая интрузия.

Итак, после разразившейся пликативной складчатости, собравшей породы обоих метаморфических толщ в антиклинальную складку, произошло поднятие адамеллитовой магмы, главная масса которой внедрилась в ядро антиклинальной складки. Это большое интрузивное тело еще сравнительно слабо вскрыто денудационными процессами, и некоторые его участки прикрыты вмещающими интрузив породами, среди которых обнажаются отдельные купола, как это наблюдается в северной части района в долине реч. Арасук. Главная масса интрузива, расположенная в ядре антиклинальной складки, представляет собою вытянутое в СВ. направлении тело, уходящее на востоке за пределы исследованного района.

Интрузив обладает извилистой внешней границей, дает целый ряд языкообразных „заливов“ как вверх и вниз по долинам рек и ключей, так и в пониженных местах, окруженных более или менее высокими точками, сложенными породами кровли, под которые он уходит полого под углом 20—30°. Контакт интрузива с вмещающими породами имеет вид „механического“ соприкосновения, причем вмещающие породы в контакте обычно интенсивно рассланцованы параллельно линии контакта, тогда как изверженный массив слабо подвергся рассланцовке. Что же касается формы залегания адамеллитового интрузива, то этот вопрос определенно не решается, но наличие в соседних районах Западного Саяна тождественных интрузий, как например, Джойский гранит и ряд других, расположенных к ЮВ от него, наводит на мысль о возможном существовании на глубине крупного аккордантного тела, давшего целый ряд отдельных куполов в вышележащие породы покрышки, апикальные части которых, застывшие, безусловно, в гипабиссальных условиях, или—точнее—в условиях средних глубин, и вскрываются сейчас денудационными процессами.

Главная масса центральных зон интрузива представляет собою гранитовидную серую, желтоватую, розовато-белую, или розовую породу с различной величиной зерна слагающих компонентов. По относительной величине зерен структуры породы бывают равномерно-кристаллическизернистые и иногда порфировидные. Плагиоклаз обычно образует призмочки до 3 мм. в длину, иногда двойникового сложения, белого или зеленоватого цвета. Щелочный полевой шпат представлен розоватыми зернами размера 3—4 мм, но чаще он проявляется в виде крупных индивидов, достигающих до 4 см. в длину, причем эти порфировидные выделения имеют вид достаточно хорошо ограненных кристаллов, иногда двойниковых по Карлсбадскому закону, реже неправильной округленной формы. Кварц обычно встречается в зернах неправильных ограничений размера до 3 мм, но сравнительно часто он встречается и в более крупных выделениях. Цветными компонентами порода вообще небогата и они представлены некрупными до 2 мм пластинками черного блестящего биотита и редкого мусковита; последний минерал встречается, главным образом, в центральных частях интрузива. Очень редко встречаются шлировые полосы, обогащенные цветными компонентами, главным образом, биотитом.

Под микроскопом обнаруживается неравномерно-зернистая, порфировидная структура. Наиболее ранними выделениями в породе являются апатит, рутил, титанит, ильменит и магнетит. Апатит обычно встречается в виде бесцветных тонких столбиков, включенных, главным образом, в биотите и реже—в полевых шпатах и в кварце; рутил проявляется почти всегда в коленчатых двойниках, он желтоватого цвета, с прямым угасанием и с почти не меняющейся интерференционной окраской. Сравнительно редко наблюдается титанит в виде коротких призм коричневого цвета с отчетливым плеохроизмом; ильменит образует обычно скопления неправильных зерен, иногда переходящих в лейкоксен, и, наконец, магнетит проявляется большей частью в виде изометричных зерен и кристалликов, имеющих форму, главным образом, квадрата. Более поздними выделениями, соответственно, были цветные компоненты (биотит и мусковит), плагиоклаз, ортоклаз и, наконец, последним выделялся кварц. Ортоклаз и плагиоклаз в породе находятся, примерно, в равных количествах. Биотит обычно имеет вид листочков коричневого цвета с лапчатыми, неправильными очертаниями и многочисленными тонкими трещинами спайности и редко проявляется в виде шестиугольных табличек. Часто биотит переходит с постепенным изменением окраски в зеленый хлорит, причем это изменение сопровождается выделением большого количества сыпи ильменита или иногда лейкоксена. Мусковит встречается, главным образом, в центральных частях интрузива и обычно проявляется в виде бесцветных, неправильной формы листочков. Плагиоклаз представлен идиоморфными призмами или неправильными изъеденными зернами. Он обычно сдвойникован по альбитовому или Карлсбадскому законам, слабо зонарен, причем подмечено, что зонарность по направлению к периферии интрузива становится интенсивнее, и в той или иной степени он серицитизирован.

Измерения на столике показали принадлежность его к № 30, т. е. олигоклаз-андезину. Ортоклаз в шлифах встречается в более крупных выделениях, идиоморфных по отношению к кварцу. Он обычно прорастает пертитовыми и микропертитовыми вростками альбита, иногда ориентированными параллельно спайности ортоклаза. Сравнительно редко встречается пегматитовое прорастание ортоклаза кварцем. Иногда в ортоклазе встречаются мелкие идиоморфные призматические индивиды плагиоклаза, достигающие в длину до 1 мм. По направлению к периферии интрузива ортоклаз в количественном отношении постепенно уменьшается и в краевых зонах, как мы увидим дальше, он совершенно отсутствует. Последним выделением является кварц, представленный всегда ксеноморфными, сравнительно крупными зернами с облачным погасанием. Описанная порода по своему составу и гипабиссальным условиям образования, по классификации профессора М. А. Усова, может быть названа адамеллитом.

Адамеллиты развиты почти на всей площади большого интрузивного тела и лишь только в краевых эндоконтактовых зонах его и в мелких штоčках, расположенных к северу наблюдаются уклонения от этого распространенного типа. Здесь интрузив представлен породами следующего типа: макроскопически эта более или менее равномерно—кристаллически—зернистая порода серовато-белого цвета, состоящая из белых призм плагиоклаза, неправильных ксеноморфных выделений кварца и темноцветных компонентов, представленных, главным образом, столбчатой роговой обманкой и реже биотитом. П. м. породы краевых зон и мелких штоčков обнаруживают неравномерно-зернистую структуру. Темно-цветными компонентами являются волокнистая роговая обманка, переходящая в зеленый хлорит с образованием сыпи магнетита, и редкий коричневатый биотит. Плагиоклаз всегда образует двойниковые призмы с отчетливой зонарностью и обильной серицитизацией. Измерения на столике показали, что центральные зоны призм плагиоклаза имеют № 46, а периферические—№ 42. Ортоклаза в

этих породах нет. Кварц всегда в ксеноморфных зернах и с облачным погасанием, причем, по сравнению с породами центральных зон интрузива, здесь встречается его в меньшем количестве. Сравнительно редко встречаются титанит и вторичный эпидот. Принимая во внимание минералогический состав, породу можно назвать кварцевым диоритом.

В интрузиве великолепно прослеживается постепенное изменение минералогического состава по направлению от центра к его периферии. Так например, мусковит встречается только в центральных зонах, а по направлению к периферии интрузива он сменяется биотитом. В краевых зонах количество биотита уменьшается и в некоторых участках совершенно исчезает, зато здесь появляется роговая обманка. Плагиоклаз в центральных участках интрузива представлен № 30 со слабой зонарностью, тогда как в краевых он становится в общем более основным и резче зонарным; кроме того, к периферии и серицитизация его становится более интенсивной. Ортоклаз в центральных зонах встречается в равном количестве с плагиоклазом, но по направлению к периферии он постепенно в количестве уменьшается и в краевых зонах исчезает. Кварц также в количественном отношении уменьшается по направлению к периферии интрузива. Сравнивая породы центральных краевых зон интрузива, мы можем проследить постепенный переход пород от адамеллита через банатиты к кварцевому диориту. Неоднородный минералогический состав интрузива, неравномерно-зернистая структура, зонарность плагиоклазов—все это признаки гипабиссальных условий кристаллизации адамеллитовой магмы, богатой летучими компонентами, наличием которых и может быть объяснено присутствие роговой обманки, биотита и мусковита в интрузиве.

Как в эндоконтактовой, так и в экзоконтактовой зонах интрузива сравнительно широко развита его жильная фация, приуроченная в интрузиве к направлениям плоскостей отдельностей, а во вмещающих породах, главным образом, к направлениям слоистости и сланцеватости пород.

В экзоконтактовой зоне (во вмещающих интрузив породах) жильные породы представлены жилами кварца и дэйками адамеллитпорфира и диоритпорфира.

Кварцевые жилы. Они развиты во вмещающих породах, главным образом, вблизи контакта с интрузивом и представляют собою сравнительно мощные (от 0,5 до 2 м), но короткие, неправильные жилы, ориентированные обычно по простиранию и реже почти вкрест простирания пород. Жилы обычно разветвляются на ряд мелких прожилков и часто выклиниваются. Кварц в них грязно-серый, мелкозернистый с налетами окислов железа; сравнительно редко в нем встречаются пирит и халькопирит. П. м. наблюдается аггрегат мелких зерен кварца с зазубренными краями, среди которого сравнительно редко встречаются биотит и серицит.

Адамеллитпорфиры. Эти образования развиты сравнительно широко в контактовом поясе в виде даек мощностью от 0,5 до 1,5 м, идущих по слоистости пород и реже вкрест их простирания. Макроскопически это светло-и темносерые породы с тонкозернистой основной массой, состоящей из биотита, кварца и полевых шпатов, среди которой наблюдаются более крупные выделения кварца и полевых шпатов. П. м. такие породы обладают микрогранитовой основной массой, представленной призмочками и реже неправильными зернами полевого шпата, ксеноморфными зернами кварца и мелкими листочками биотита; последний часто хлоритизируется с образованием лейкоксена и черной решетки ильменита. Кроме того, за счет биотита часто появляется в виде тонких иголочек рутил (сагенит). Сравнительно редко в основной массе встречаются мелкие зерна магнетита. Порфировые выделения представлены, главным образом, кварцем, плагиоклазом и редко ортоклазом. Кварц обычно встречается в неправильных зернах, обна-

руживающих облачное угасание. Плагиоклаз всегда в виде идиоморфных призматических зерен, часто ясно зонарных и двойниковых. Измерения на столике показали его принадлежность к № 32. Ортоклаз присутствует редко и всегда в неправильных зернах, проросших альбитом. В некоторых шлифах встречаются длинные призмы роговой обманки, иногда подвергшейся эпидотизации.

Диоритпорфириты. Это—темносерые порфировые породы с мелкозернистой основной массой, состоящей из полевого шпата и роговой обманки. Среди основной массы встречаются крупные выделения полевого шпата и роговой обманки. П. м. обнаруживается микродиоритовая основная масса (иногда хлоритизированная), состоящая из лейст плагиоклаза, листочков биотита и иголочек сагенита. Среди такого поля выступают порфировые выделения зонарного плагиоклаза от № 44 центральных до № 39 периферических зон и столбчатой актинолитовой роговой обманки. Диоритпорфириты сравнительно редко встречаются в районе.

В самом интрузивном теле жильные породы встречаются, главным образом, в эндоконтактовой зоне и приурочены к отдельности адамеллита. Эти жильные образования никогда не выходят за пределы интрузива и являются более поздними, чем жильные породы экзоконтактовой зоны.

В адамеллитах наблюдаются три направления плоскостей отдельности: 1) СВ 20—35° с падением на ЮВ под ∠ 80°; 2) СВ 55° с падением на ЮВ под ∠ 70°; 3) ЮВ 120—135° с паден. на ЮЗ под ∠ 60°. Эти отдельности обусловлены сокращением объема при охлаждении застывающей магматической породы, а также от действия дислокационных процессов после охлаждения магмы.

Вдоль первой отдельности (СВ 20—35°) проходят дайки аплита и пегматита и жилы кварца с вкрапленностью молибденита, расположенные всегда в эндоконтактовой зоне интрузива и встреченные на гольце Копён в районе вершины ключа Караульного. Эту плоскость отдельности можно сравнивать с поперечною плоскостью (Q) Клооса.

Аплиты. Они образуют небольшое количество даек обычно мощностью 0,5 м. с простиранием 20° СВ и падением на ЮВ под ∠ 80°, т. е. вдоль нашей первой отдельности. Макроскопически это—светложелтоватые или розовато-серые тонкозернистые породы, состоящие из мелких зерен кварца и полевого шпата. Изредка в них можно видеть мелкие листочки молибденита и кубики пирита. П. м. обнаруживается гипидиоморфная, местами пегматитовая структура. Плагиоклаз проявляется в виде мелких призм и неправильных зерен; ортоклаз встречается обычно в небольшом количестве и всегда в неправильных выделениях; кварц наблюдается в виде мелких неправильных выделений, обнаруживающих облачное угасание; сравнительно редок биотит. Из рудных минералов встречаются пирит и молибденит, причем последний проявляется в виде удлиненных листочков чернобурого цвета, растрепанных в бахрому на концах.

Пегматиты. Пегматиты встречаются сравнительно редко в интрузиве и проявляются в виде даек мощностью до 0,5 м., ориентированных вдоль первой отдельности. Они состоят из крупных, достигающих 5 см. в длину и в поперечнике до 3 см, кристаллов желтовато-розового ортоклаза с развитием граней (001), (010) и трещинами отчетливой спайности по (001) и менее совершенной по (010), и серого крупнокристаллического с жирным блеском кварца. Иногда присутствуют пирит и реже молибденит. П. м. наблюдается, что ортоклаз обычно прорастает пертитовыми вростками альбита, иногда обнаруживающего полисинтетические двойники; кварц разбит трещинами и обладает облачным угасанием.

Кварцевые жилы. Эти образования будут более подробно описаны в главе о рудном месторождении. Они образуют серию параллельных жил

различной мощности и иногда переходят в местах выклинивания в пегматиты, располагаясь в эндоконтактовой зоне интрузива вдоль отдельности СВ. (20—35°) простирания. Жилы выполнены серым с жирным блеском кварцем, содержащим рудные минералы: молибденит, пирит и халькопирит. В поле подмечено, что эти рудные жилы не выходят за пределы интрузива и являются более поздним образованием, чем кварцевые жилы во вмещающих интрузив породах.

Вдоль второй отдельности интрузивной породы, идущей в направлении СВ—55°, каких-либо жильных образований не встречается. Эта отдельность может быть уподоблена диагональным плоскостям Клооса, делящим, примерно, пополам угол, образованный первой отдельностью (по Клоосу Q) и третьей отдельностью (по Клоосу S), описываемой ниже.

Третья отдельность выражена в направлении 120—135 ЮЗ, по которому очень редко, но все же замечается параллельное расположение полевых шпатов и биотита, но эта первичная сланцеватость затушевана последующей интенсивной рассланцовкой пород адамеллитовой магмы и небольшими сбросовыми явлениями, благодаря которым некоторые рудные жилы первой отдельности разбиты на отдельные участки с небольшим перемещением их относительно друг друга. Вдоль этой рассланцовки, совпадающей с направлением третьей отдельности, проходят кварцевые жилы, большое количество которых мы находим в центральных участках интрузива в вершине кл. Каменистого в каре, обращенном к кл. М. Чисплеку. Они ясно образованы уже после рассланцовки (и, следовательно, после образования рудных жил), так как совершенно не затронуты ей, а выполняют отдельные пространства между рассланцованным адамеллитом, часто цементируя собою щебенку последнего. Мощность этих жил от 5 до 30 см. и по простиранию они не постоянны, часто разветвляются на ряд мелких прожилков и выклиниваются. Они сложены грязно-белым кристаллическим кварцем, и, как правило, кристаллы кварца располагаются перпендикулярно к плоскостям зальбандов, представляя собою пучки длинных до 3 см. и более, и тонких до 1 см. в поперечнике кристаллов, сидящих на плоскостях обоих зальбандов. В средине жилы, в месте стыка этих пучков противоположных зальбандов часто встречаются пустотки с торчащими головками кристаллов отдельных индивидов таких пучков. Кварц этот, повидимому, является низкотемпературным образованием; каких-либо металлических включений в нем не встречено.

МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Месторождение молибденита приурочено ко второй генерации кварцевых жил, залегающих вдоль плоскостей отдельности меридионального направления в эндоконтактовой зоне адамеллитового массива. Эта генерация кварцевых жил, встреченная в нашем районе только на гольце Копён в вершине кл. Караульного, представляет собою серию параллельных то более, то менее выдержанных по простиранию жил. Некоторые жилы пересекаются друг с другом и являются результатом одновременного заполнения пересекающихся трещин одной и той же отдельности. Жилы этой генерации никогда не выходят за пределы интрузива и являются более поздним образованием, чем кварцевые жилы вмещающих интрузив пород.

Главным рудным минералом жил является молибденит. Кристаллы его обычно имеют вид шестиугольных табличек, достигающих размера до 1 см. Большей частью молибденит располагается ближе к зальбандам и реже в средине жилы в виде отдельных пучков сростков. В некоторых жилах наблюдаются линзочки и неправильные участки оставшегося незамещенным банатита, причем иногда в этих линзах, а особенно вокруг них, скопляются листочки молибденита. Вообще молибденит распределен в жилах неравно-

мерно; обогащенные участки часто сменяются совершенно безрудным кварцем. В незначительном количестве в жилах встречаются пирит и халькопирит. Вторичное изменение в жилах выражается в окислении молибденита в молибденовую охру, затем пирит и халькопирит превращаются в лимонит и медную зелень, но эта зона вторичных изменений не велика и достигает всего лишь десятков сантиметров.

Жильным минералом является кварц, под микроскопом обнаруживающий облачное угасание. Там, где он содержит молибденит, кварц обладает серым цветом и жирным блеском; в безрудных участках некоторых жил кварц приобретает молочно-белый цвет. В местах выклинивания жил иногда наблюдается обогащение полевым шпатом (ортоклазом), и жила, существенно состоящая из кварца, переходит в пегматит. Кроме того, почти во всех жилах встречаются полоски-линзочки, реже неправильные участки уцелевшего от замещения банатита, вокруг которых и в них самих охотно концентрируется молибденит; количество не замещенных участков банатита увеличивается по направлению к выклиниванию жил.

Боковой породой рудных жил является банатит. Макроскопически это—беловаторозовые средне—и крупнозернистые, иногда порфировидные породы, состоящие из зеленоватых, желтоватых и розоватых зерен полевого шпата, дымчатосерого с жирным блеском кварца и редких темноцветных компонентов-роговой обманки и биотита. Порфировые выделения в породе представлены, главным образом, розоватым ортоклазом, достигающим иногда размера 3 см. Под микроскопом обнаруживается неравномерно-зернистая структура породы, состоящей из сильно серицитизированных призм плагиоклаза № 37, сильно каолинизированного с пертитовыми вростками ортоклаза, встречающегося в меньшем количестве, чем плагиоклаз, и ксеноморфных выделений кварца с облачным угасанием. Из темноцветных компонентов редко встречаются биотит и роговая обманка, причем они интенсивно хлоритизированы. По направлению к контакту с вмещающими интрузив породами можно проследить уменьшение и даже исчезновение ортоклаза и биотита и увеличение роговой обманки, благодаря чему банатиты постепенно переходят в кварцевые диориты, развитые в рудном участке в виде небольшой узкой полосы вдоль контакта. Изменение боковых пород у жил выражается в интенсивной серицитизации плагиоклазов, хлоритизации темноцветных компонентов и импреньяции молибденитом, пиритом и халькопиритом. Что же касается каолинизации ортоклаза, то, повидимому, она вызвана нисходящими водами и проявляется только вблизи земной поверхности.

Не вдаваясь в подробное описание в высшей степени однообразных кварцево-молибденитовых жил, здесь совершенно необходимо привести два примера, на основании которых отчетливо устанавливается три разновременных генерации кварцевых жил.

В рудном участке на интрузиве еще сохранилась небольшая „шляпка" вмещающих пород, в которых проходит жила грязно-серого, тонкозернистого кварца первой генерации. Кварцево-молибденитовая жила второй, более молодой генерации, залегающая в интрузиве, расположена близ этой „шляпки" вмещающих пород и не выходит за пределы интрузива, а упирается в жилу тонкозернистого кварца древней генерации и дает в нее целый ряд очень тонких, быстро выклинивающихся жилочек, несущих с собою молибденит. Описываемое наблюдение говорит за то, что кварцевые жилы второй генерации, расположенные в эндоконтактовой зоне интрузива, по возрасту моложе, чем кварцевые жилы вмещающих пород.

Некоторые кварцево-молибденитовые жилы обнаруживают небольшое перемещение сбросового характера отдельных частей относительно друг друга. Амплитуда этого сброса не велика и достигает всего лишь 45 см. Направление сброса, сопровождаемого интенсивной рассланцовкой и зеркалами скольже-

ния, совпадает с третьей отдельностью адамеллитового массива, идущей в направлении 135° ЮВ с падением на ЮЗ под ∠ 60°. Эта зона интенсивной рассланцовки встречена и в том каре в вершине кл. Каменистого, где развиты жилы низкотемпературного кварца третьей генерации, расположенные по направлению рассланцовки и представляющие собою более позднее образование, которые выполняют отдельные пространства между рассланцованным адамеллитом и цементируют собою щебенку последнего.

Таким образом, устанавливается три последовательных генерации кварцевых жил. Первая и наиболее древняя генерация жил приурочена к вмещающим интрузив породам и представляет собою серию неправильных ветвистых жил, выполненных мелкозернистым кварцем с вкрапленностью пирита и халькопирита. Вторая генерация жил расположена в эндоконтактовой зоне интрузива и является более молодым образованием, чем жилы экзоконтактовой зоны. Она представлена сложенными жирным серым высокотемпературным кварцем с вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита жилами. В местах выклинивания кварцевые жилы этой генерации иногда переходят в пегматит. Наконец, более молодым образованием является третья генерация кварцевых жил, расположенная, главным образом, в центральной части интрузива. Жилы этой генерации обладают линзовидной формой и сложены грязно-серым кристаллическим кварцем, вытянутые по длинной оси кристаллы которого располагаются перпендикулярно к зальбандам жил.

Интересно проследить отдельные моменты жизни интрузива. После внедрения магмы в породы метаморфических толщ, как известно, происходит изменение боковых пород без привноса вещества от магмы. Вокруг интрузива наблюдается большое распространение различных роговиков, которые появились в результате перекристаллизации осадочных пород под влиянием прогрева оболочки. После этой стадии началась стадия привноса веществ, которые создали во вмещающих интрузив породах: а) импреньяцию пиритом, халькопиритом и галенитом; б) доломитизацию известняков; в) амфиболизацию некоторых пород и др. Кроме того, к этому моменту относится и образование кварцевых жил в экзоконтактовой зоне нашей первой генерации, которые представляют собою результат замещения вмещающих пород исходящими от интрузива растворами. По своему минералогическому составу эта генерация кварцевых жил должна быть отнесена к категории гидротермальных жил или по классификации проф. М.А. Усова к эманационным месторождениям жильного типа гипабиссальной фации.

Вторая генерация кварцевых жил приурочена к эндоконтактовой зоне интрузива и образовалась в тот момент, когда периферические части магмы достаточно отвердели и в ней появились трещины охлаждения—отдельности различных направлений. По одной из них и отложились рудные растворы, извергшиеся из более глубоких горизонтов магмы в затвердевшую оболочку. Имеющиеся неправильности формы этих жил объясняются, вероятно, внезапным, взрывообразным действием, которым они создали себе место в затвердевшей интрузии. По своей форме, изменению боковых пород (хлоритизация, серицитизация, импреньяция сульфидами) и по ясному метасоматизму-жилы эти могут быть отнесены к той же категории эмнационных месторождений. Но переход некоторых кварцевых жил в пегматит, наличие даек пегматита, содержащих в незначительном колчестве молибденит, имеющих такие же элементы залегания, как и кварцевые жилы—ставят эту генерацию на грань между пегматитами и эманационными образованиями.

Третья генерация кварцевых жил эманационного происхождения расположена, главным образом, в центральных участках адамеллитового массива и обязана своим происхождением той тектонической жизни, которую перетерпел интрузив после своего отвердевания. В нем встречается интенсивная рассланцовка, ориентированная вдоль третьей (120°—135° ЮЗ) отдельности,

вызванная небольшим перемещением отдельных участков. Вот по этим то зонам рассланцовки и шли гидротермальные растворы с последующим отложением кварцевых жил третьей генерации, образовавшихся в низкотемпературных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Копёнское молибденитовое месторождение расположено в Западном Саяне в бассейне р. Кантегира. В 1930 г. в районе партией Зап. СибГРУ была произведена детальная геологическая съемка на площади 450 кв. км. в масштабе 1:100000 с производством небольших геолого-разведочных работ на рудном участке.

Район м-ния характеризуется округленными формами рельефа с выдающимися вершинами гольцов, достигающих 2000 м абсолютной высоты.

Древнейшей формацией района является нижняя метаморфическая толща, провизорно относимая к кембрию, сложенная биотитовыми роговиками, роговиковыми песчаниками, скарновыми породами, амфиболитами и доломитизированными кристаллическими известняками. Выше залегает верхняя метаморфическая толща, также предположительно относимая к нижнему силуру, в основании своем имеющая конгломераты и состояшая, главным образом, из хлоритовых сланцев. В обеих этих толщах, но преимущественно в нижней, встречаются послойные интрузии озмеевикованных перидотитов. Все вышеописанные формации собраны в крутую антиклинальную складку СВ 50°—60° простирания и прорваны адамеллитовой интрузией. Очертание последней, вскрытое денудацией, имеет очень извилистые границы. Адамеллитовый интрузив застыл в гипабиссальных условиях и дал интересную закономерность изменчивости петрографического состава от центральных участков к его периферии: адамеллит—банатит—кварцевый диорит. Эта интрузия создала довольно разнообразную жильную фацию как в экзо-так и в эндоконтактовой своих зонах. В первой из них жильные породы приурочены к направлениям слоистости и сланцеватости вмещающих пород и представлены кварцевыми жилами и дайками адамеллитпорфира и диоритпорфирита. В эндоконтактовой зоне жильные дериваты расположены по отдельностям адамеллита, которые имеют три направления, соответствующие некоторым плоскостям Клооса. По этим направлениям встречаются дайки аплита и пегматита, рудные жилы кварца, а также и безрудные кварцевые жилы позднейшей генерации. Адамеллитовый интрузив создал три генерации кварцевых жил: 1) наиболее ранняя-в экзоконтактовой зоне, содержащая вкрапленность пирита и халькопирита; 2) рудные жилы эндоконтактовой зоны с вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита и 3) наиболее поздние не содержащие сульфидов жилы с низкотемпературным кварцем.

Рудное м-ние связано с жилами второй генерации и представляет собой серию параллельных кварцевых жил, расположенных в банатите, почти всегда включающие в себе небольшие участки незамещенного банатита, а к выклиниванию местами переходящие в пегматит. Рудными минералами являются молибденит и, в незначительном количестве, пирит и халькопирит. Жильным минералом служит кварц, серый с жирным блеском в рудных участках и молочнобелый в безрудных Изменение боковых пород выразилось в серицитизации, хлоритизации и в импреньяции сульфидами. Что касается генезиса кварцевых жил, то по классификации проф. М. А. Усова их можно отнести к категории жильных эманацонных м-ний гипабиссальной фации, за исключением жил второй генерации, являющихся образованиями переходными от эманационных к пегматитовым.

SUMMARY.

The Kopensky molybdenite deposit is situated in the basin of the Kanteguier river. In the year 1930 by a geological party of West-Siberian Geological and Prospecting Trust was carried out a detail geological surveying of this region on the area of 450 sq. km on the scale 1:100000 with accomplishing of prospecting work at the ore deposit.

The district of the deposit is characterized by rounded forms of relief with projecting summits of peaks, which reach 2000 m of absolute height.

The most ancient formation of the district is lower metamorphic rock-mass, approximately referred to the Cambrian, which is composed by biotitic hornfelses, sandstones, skarn rocks, amphibolites and dolomitizied crystalline limestones. Above it lies the upper metamorphic rock-mass, presumably referred to the lower Silurian, having conglomerates in its base, and mostly composed of chlorite shists. In the both rock-masses, but chiefly in the lower, intrusive layers of serpentinizied peridotite are encountered.

All above described formations are gathered into a steep anticlinal fold striking 50°—60° to the northwest and are cut by an adamellite intrusion. An outline of the last, exposed by denudation, has very sinuous boundaries. Adamellite intrusive got cold in hypabyssal conditions and has given an interesting regularity of changing of petrographycal composition from central parts to its periphery: adamellite banatite quartz diorite. This intrusion has produced a rather various vein facies in their exo-and endocontact zones. In the first of them rocks are fitted to directions of interstratification and schistosity of included rocks and are represented by quartz veins and dykes of adamellite-porphyry and diorite-porphyrite. In an endocontact zone vein derivates are arranged along joints of adamellite, which have three directions corresponding to some planes of Kloos. On these directions dykes of aplite and pegmatite, ore veins of quartz and oreless veins of the latest generation are met with. This intrusive has formed three generations of quartz veins: 1) the earliest—in an exocontact zone, containing dissemination of pyrite and chalcopyrite; 2) ore veins of an endocontact zone with dissemination of pyrite, chalcopyrite and molybdenite and 3) the latest, not containing sulphides veins, with lowtemperature quartz.

Ore deposit is connected with veins of second generation and represents a series of parallel quartz veins, situated in banatite, nearly always including small plots of not replaced banatite and in places toward a tapering grading into pegmatite. Ore minerals are molybdenite and in a little quantity, pyrite antl chalcopyrite. Vein mineral is gray quartz with oil lustre in ore plots and milk-white in oreless. Alteration of wall rocks is shown in sericitization, chloritization and impregnation by sulphides. Quartzy veins according classification of prof. M. A. Ussov, may be referred to a category of vein emanated deposits of hypabyssal facies except veins of second generation, which are transitory formations from cmanated to pegmatitic.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. И. К. Баженов. — Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения" Изв. С. О. Г. К, т. IV, в. 1, Томск. 1924.

2. Он—же — „Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г." Изв. С. О. Г. К., т. IV, в. 5, Томск, 1925 г.

3. Он—же. — „Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 г. в Юго-Западных Саянах" Изв. С. О. Г. К., т. VI, в. 1, Томск, 1926 г.

4. Он—же —" Предварительный отчет о геологических исследованиях 1926 г. в Ю-З Саянах" Изв. С. О. Г. К., т. VII, в. 1, Томск, 1927 г.

5. Он-же. — „Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау" Изв. С. О. Г. К., Т. X, в. 3., Томск, 1930 г.

6. Он—же. — „Месторождение молибденита в гольце Копён."Рукопись из планового отдела Зап. Сиб. Г. Р. У., Томск, 1930 г.

7. Бобр. — „Молибден, его нахождение в природе и применение." Поверхность и Недра, 1916 г., № 8.

8. Buddington, A. F. — „Molybdenite deposit at Shakan, Alaska". Economic Geology, 1930, № 2.

9. Деньгин, Ю. П. — „Минеральные ресурсы С. С. С. Р., Молибден". Геологическое издательство Г. Г. Р. У., 1930 г.

10. Донской, Н. С. — „Чикойское месторождение молибденового блеска". Минеральное Сырье, 1928 г., № 11—12.

11. Cook Charles. — „Molybdenite deposit near New Ross Nova Scotia". Econ. Geology, 1925 г. № 2.

12. Лодочников, В. Н. — „Тектоника гранитных массивов и проблема батолитов Ганса Клооса". Зап. Росс. Мин. Об-ства., Вторая серия, часть 55, в. 2.

13. Смольянинов. — „Пластунское месторождение молибденового блеска на Дальнем Востоке", Минеральное Сырье, 1927 г., № 9.

14. Тетяев, М. М. — „Гутайский молибденовый рудник на р. Чикое Забайкальской области". Мат. по общ. геологии, вып. 132.

15. Трофимов, В. С. — „Гутайское молибденовое месторождение". Минеральное Сырье, 1929 г., № 9.

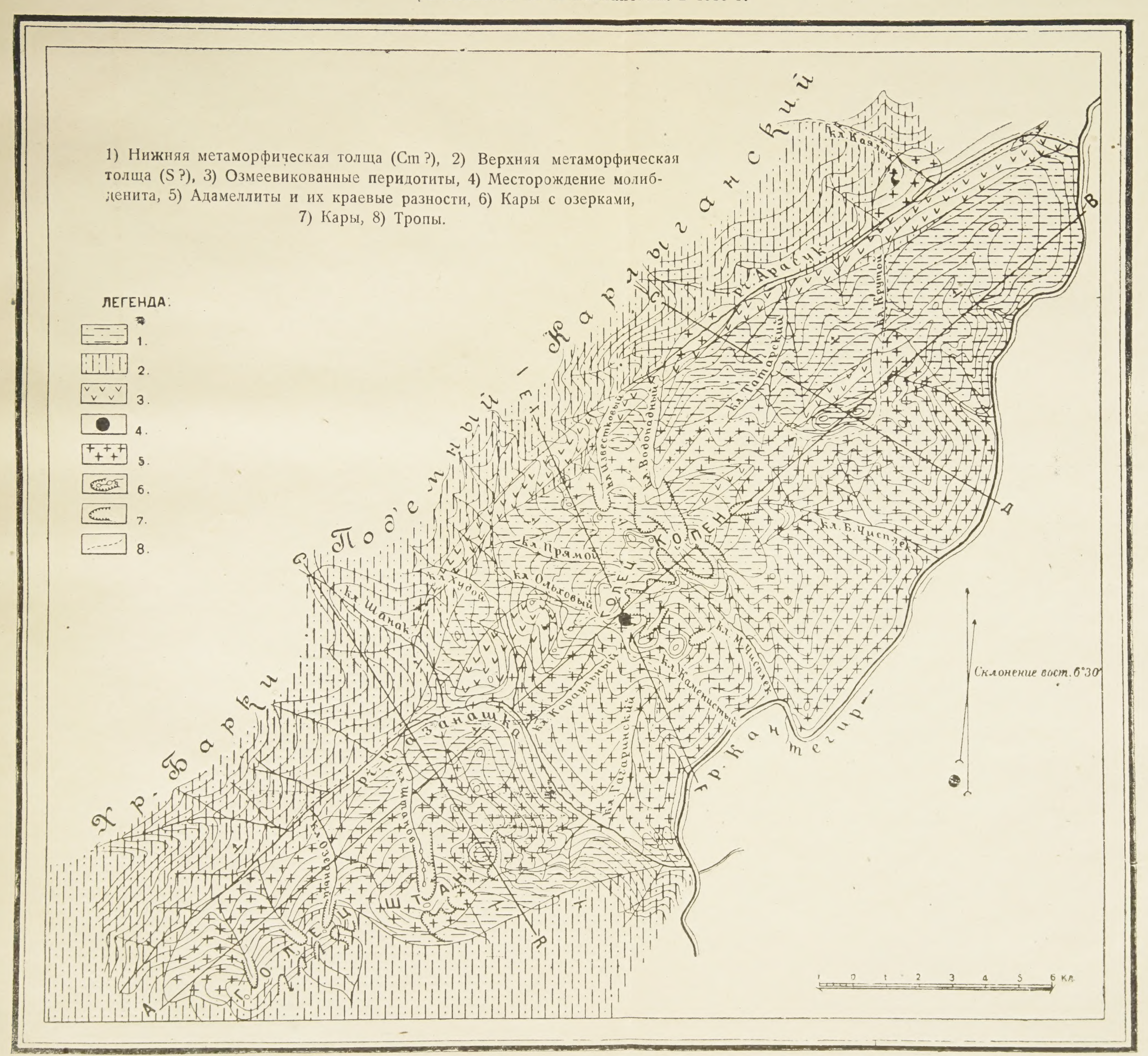
16. Усов, М. А. — „Фации и фазы интрузивов". Изв. С. О. Г. К., т. IV, в. 3, Томск, 1925 год.

17. Он-же. — „Фазы эффузивов". Томск, 1929 г.

18. Он-же — „Краткий курс рудных месторождений". Томск, 1931 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
района Копёнского молибденитового месторождения.

Составлена М. С. Баклаковым в 1930 г.



Цена 2 руб.